

И. В. ГЛАДЧИН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ
С С С Р

I

УЧИДГИЗ · 1939

ОПЕЧАТКИ

Напечатано

Долина р. Карагом

Долина

ледника Карагом

Должно быть

Долина

ледника Карагом

Долина р. Карагом

Стр.

295

295

Строка

Подпись под
рисунком сверху

Подпись под
рисунком снизу

И. Н. Гладцик. Геоморфология СССР. Заказ № 940.

551.4

Г - 52

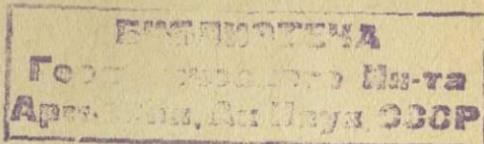
И. Н. ГЛАДЦИН

ГЕОМОРФОЛОГИЯ СССР

ЧАСТЬ I

ГЕОМОРФОЛОГИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР И КАВКАЗА

5927
*Допущено Всесоюзным комитетом по
делам высшей школы при СНК СССР
в качестве учебного пособия для госу-
дарственных университетов*



6 р. 50 к.
ГОСУДАРСТВЕННОЕ
УЧЕБНО-ПЕДАГОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НАРКОМПРОСА РСФСР
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ * 1939 * ЛЕНИНГРАД

Государственное учебно-педагогическое изда-
тельство Наркомпроса РСФСР, 1939 г.

*

* *

Отв. редактор И. И. Бабков.

Редактор карт И. П. Макаров.

Техн. редактор М. Е. Зендель.

Корректор Б. М. Бунаков.

*

* *

Сдано в набор 28/III 1939 г. Подписано к печати
31/V 1939 г. Уч.-авт. л. 29,78. Печ. л. 24.
Бум. л. 12. Тираж 10 000. Бумага 60 × 92¹/₁₆
Камского бумагомилки. Тип. зи. в 1 бум. л.
97920. Леноблгорлит № 2699. Учпредгиз № 10439.

У-9. Заказ № 940.

*

* *

2-я тип. ОГИЗа РСФСР треста «Полиграфкнига»
«Печатный Двор» имени А. М. Горького.
Ленинград, Гатчинская, 26.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая книга представляет собою содержание курса «Геоморфология СССР», читаемого мною в Ленинградском университете с 1928 г.

В ней я пытаюсь дать сводку того, что мы знаем в настоящее время о поверхности Союза и о ее происхождении, не претендуя, однако, на полноту, так как поток новых данных за последние годы необычайно возрос, и необходимые материалы приходится разыскивать в различных сочинениях и статьях не только по геологии, но и по почвоведению, ботанике, гидрологии и др. Специально геоморфологических работ имеется мало, хотя число их растет год от году в связи с укреплением геоморфологии и возрастанием ее значения. Все это, конечно, сильно осложняет задачу автора. Читателю следует иметь в виду, что я имел намерение дать сплошное описание поверхности территории Союза, стоя на геоморфологической точке зрения, поскольку это допускал имевшийся в моем распоряжении материал и, кроме того, отразить в книге те закономерности в расположении форм рельефа, которые уже определились и вошли в сознание исследователей.

Приходится считаться также с тем обстоятельством, что о многих областях Союза имеются только отрывочные сведения морфологического характера, а о многих областях мы даже и таких сведений не имеем.

Книга намечена к выходу в двух томах. Первый посвящен Европейской части Союза и Кавказу, во втором будет дано описание поверхности Сибири, Дальнего Востока и Советской Средней Азии.

Книга предназначается в качестве учебного пособия для студентов, изучающих геоморфологию Союза, и справочника для исследователей разных специальностей, нуждающихся в знании геоморфологии Союза.

Для возможности пополнения и углубления сведений в конце глав приводится литература последних лет. Работы же за прошлые годы можно найти в книге Г. Танфильева «География России».

Автор приносит свою искреннюю благодарность акад. А. А. Григорьеву, заслуженному деятелю науки, проф. Я. С. Эдельштейну, доц. А. И. Яунпуттину и Н. Н. Соколову, давшим ряд ценных указаний и дополнений.

Март 1939 г

Автор.

**ОСНОВНЫЕ СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ
ПЕРИОДИЧЕСКИХ ИЗДАНИЙ В СПИСКАХ ЛИТЕРАТУРЫ**

- БМОИП — Бюллетень Московского Общества Испытателей природы. Новая серия. Отдел геологический.
- ГВ — Геологический Вестник.
- ЗГО — Записки Русского Географического Общества по общей географии.
- ЗЕМЛ — Землеведение.
- ЗРМО — Записки Российского Минералогического Общества.
- ИГК — Известия Геологического Комитета.
- ИГО — Известия Русского Географического Общества (С 1865 по 1924 гг.).
Известия Государственного Русского Географического Общ-ва (С 1925 по 1930 гг.).
Известия Государственного Географического Общ-ва (С 1931 до настоящего времени).
- ИЛГРТ — Известия Ленинградского Геолого-Разведочного Треста.
- ПСГ — Проблемы Советской геологии.
- ТАИ — Труды Арктического Института.
- ТАИЧПЕ — Труды II Международной Конференции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы.
- ТВГРО — Труды Всесоюзного Геолого-Разведочного Объединения ВСНХ.
- ТГГРУ — Труды Главного Геолого-Разведочного Управления ВСНХ.
- ТГИ — Труды Геоморфологического Института Академии Наук СССР.
Вып. 1—13.
Труды Института физической географии. Вып. 14—24.
Труды Института Географии. Вып. 25-й и след.
- ТГК — Труды Геологического Комитета.
- ТГЭНИИ — Труды Географо-Экономического Научно-Исследовательского Института при Лен. Гос. Университете.
- ТКЧП — Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. Изд. Академии Наук.
- ТЛГРТ — Труды Ленинградского Геолого-Разведочного Треста.
- ТЛОЕ — Труды Ленинградского (С.-Петербургского, Петроградского) Общества Естествоиспытателей.
- ТСОПС — Труды Совета по изучению производительных сил. Изд. Ак. Наук.
-

ВВЕДЕНИЕ. ОБЩИЙ ОБЗОР РЕЛЬЕФА

Территория СССР захватывает почти всю северную часть Евразии, за исключением Скандинавии и Финляндии. Самой северной ее точкой на суше является Земля Франца Иосифа (около 82°), а на материке — мыс Челюскин ($77^{\circ}41'$). Самой южной точкой будет Кушкинский пост ($35^{\circ}38'$). Большая часть ее площади заключена между 70 и 50 параллелями. Вся северная Евразия вообще представляет неправильную, но симметрично построенную фигуру, срединной частью которой является Западная Сибирь и Туркестанская низменность. По обе стороны этой большей частью равнинной страны лежат холмистые страны: Европейская часть Союза и Среднесибирское плоскогорье, из которых первая отделена Уральским хребтом, а вторая — горами правого берега Енисея. К западу от Европейской части Союза расположена гористая Западная Европа, а к востоку от Среднесибирского плоскогорья — гористая же Восточная Сибирь. Рассматривая только территорию Союза, можно отметить ее преобладающую равнинность и постепенное повышение к окраинам. Южная граница проходит почти везде по горным странам. Вся территория напоминает огромный амфитеатр.

Деление на европейскую часть и азиатскую является основным, в зависимости от деления всего материка на две части: Европу и Азию. Уже давно смотрели на Уральские горы, как на такую естественную грань. Хотя Европа и является только частью Евразии, но тем не менее ее обособление от Азии остается пограничному в силе. Зупан полагает, что ее геологическое прошлое дает достаточно оснований для того, чтобы считать ее отдельным материком. Поэтому необходимо установить границу между Европой и Азией, которая будет в то же время и границей между европейской и азиатской частями Союза.

В истории вопроса интересно отметить, что граница эта постепенно отодвигалась на восток, пока не закрепилась на Уральских горах. Но на юге она до сих пор проводится различно. Геродот считал границей реку Фазис (Рион). Другие древние авторы считали границей реку Танаис (Дон) и Киммерийские переправы (Керченский пролив), так как придавали Азовскому морю преувеличенные размеры. В средние века границу проводили или по Днепру, Ловати и Волхову или по Днепру и Нарове. Герберштейн считал границей Дон, некоторые другие авторы — Волгу, Каму; Стралленберг проводил ее по Уральским горам, Общему Сырту, правому берегу Волги и Ергениям. Здесь же проводил границу и Паллас. Ергеним придавал большое значение в этом смысле Войников. Гмелин считал, что только за Енисеем начинается Азия. В последнее время здесь проводил границу Л. С. Берг. Реклю и Зупан проводят границу по Уральским горам, Мугоджарским горам, плато Устюрт, затем по Манычу, где еще в недавние времена Каспий соединялся с Черным морем. При таком делении Каспий и Кавказ отходят к Азии.

В недавнее время Коссина при подсчете средней высоты Европы принял границы ее такими: восточное подножие Урала, река Урал, северный берег Каспия, Манычская низина и Керченский пролив.

Ввиду того что Уральские горы снижаются на запад постепенно, а на восток обрываются резко, более целесообразно относить их к Европе. К Европе же следует отнести и Кавказ, образующий вместе с Крымскими горами южную горную область. Обе горные системы — Урал и Кавказ — тектонически, как увидим ниже, связаны с Европой. Поэтому границей между Европой и Азией следует считать восточную подошву Уральских гор, Мугоджары, плато Устюрт, северный и западный берег Каспия, горы Закавказья.

Европейскую часть Союза делили на районы и области многие исследователи, но на рельеф при этом делении обращали, вообще говоря, мало внимания. В основу деления полагали флору (Траутфеттер, Рупrecht, Гризебах, Бекетов), фауну (Эверсман, М. Богданов, Мензбир), почвы (Сибирцев и Прасолов), климат в связи с почвой и растительностью (Броунов). Танфильтев принимал целый ряд фактов: почвы, флору, климат, гидрологию, геологию и отчасти рельеф. Только Тилло и Анучин в своих работах дали характеристику отдельных районов в зависимости от рельефа. Затем на рельеф обращали внимание Павлов, Краснов и Лесгафт. Такое слабое внимание к рельефу объясняется его слабой выразительностью и однообразием.

Следы бывших дислокаций на равнинной поверхности Союза обнаруживаются с большим трудом, так как они сильно затушеваны денудацией. Поэтому на выработку современного рельефа оказали главное влияние сохранившиеся формы древнего рельефа и те процессы, которые имели место в недавнем геологическом прошлом. К таковым относятся: 1) великое оледенение Севера, 2) отступание Ледовитого океана, 3) отступление Понто-Каспийского бассейна. В связи с этими событиями большинство авторов делит европейскую часть Союза на две области: северную, находившуюся под воздействием ледника, и южную, находившуюся вне непосредственного воздействия ледника и развивавшуюся в условиях морских трансгрессий.

Никитин называл рельеф северной части морениным, а рельеф южной — эрозионным. Ласкарев предложил называть рельеф на севере — на саженным, а на юге — долинным. Такое деление оправдывается и с других точек зрения: северная часть нечерноземная, лесная, южная — черноземная и степная. Танфильтев также различает две области, исключая окраины: северную — моренную, аккумулятивную¹ и южную — овражную, эрозионную. Если присоединить и окраины, то на пространстве европейской части можно по Круберу в согласии со всеми авторами наметить шесть морфологических областей: 1) северо-западный кристаллический массив, 2) моренную область, 3) Урал, 4) южную овражно-равнинную область, 5) горный Крым, 6) Арало-Каспийскую низменность.

В. П. Семенов-Тяншанский, анализируя рельеф более подробно, намечает семь областей: 1) пояс твердых ледниковых накоплений, 2) пояс северной морской трансгрессии, 3) пояс рыхлых ледниковых накоплений, 4) пояс приледниковых овражных образований и сгла-

¹ Исследования последних лет показали, что значительную роль в развитии рельефа северной половины играют сохранившиеся здесь формы доледникового рельефа.

женных низин, 5) пояс приморских южных низин или южной морской трансгрессии, 6) пояс великих средиземных горных складок, 7) пояс древних меридиональных горных складок.

Высшей точкой для всего Союза является пик Сталина на границе Памира с Дарвазом, достигающий 7495 м.

Наибольшие понижения земной коры в пределах СССР следующие:

	В метрах
Дно Черного моря	—2245
» Байкала	—1276
» Каспия	— 971
» Ладожского озера	— 218
» Онежского озера	— 90

Таким образом колебание рельефа на территории Союза достигает $7495 + 2245 = 9740$ м.

Среди понижений, не заполненных водою, обращает на себя особое внимание Прикаспийская низменность, которая вместе с Каспием лежит ниже уровня моря на пространстве 736000 кв. км, достигая на уровне Каспия понижения в 26 м.

Современное учение о рельефе СССР не может считаться окончательно установленным, так как огромная часть Восточной Сибири еще до сих пор остается неизученной. Насколько сильно могут измениться наши суждения о рельефе, доказывает факт открытия высокого и длинного хребта на реке Индигирке С. В. Обручевым в 1926 г. Более достоверными наши сведения о рельефе являются в отношении Европейской части Союза, Западной Сибири и Туркестана (за исключением окраин). Но и об этих областях еще не так давно существовали ложные представления. Еще в 1887 году в одном из германских ботанических атласов была указана на Валдайских горах альпийская флора.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апучин Д. Н. Рельеф поверхности Европейской России. Земл., 2, кн. 1. М. 1895. 2. Крубер А. А. — Физико-географические области Европейской России. Земл., 14, кн. 3—4. М. 1907. 3. Никитин С. Н. — Пределы распространения ледниковых следов в Центральной России и на Урале — ИГК, 1885, № 4. 4. Семенов-Тяншанский В. П. — Типы местностей Европейской России и Кавказа. ЗРГО, 51, Лгр., 1915. 5. Танфильт Г. И. — Физико-географические области Европейской России. Тр. Вольно-Эконом. Общ. 1897, № 1. 6. Танфильт Г. И. — География России, Украины и т. д., ч. 2, в. I. Одесса, 1922. 7. Тилло А. А. — Орография Европейской России на основании гипсометрической карты. ИГО, 26, Спб., 1890.

I. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР И КАВКАЗА

Рельеф Европейской части Союза обусловливается ее поверхностными об разованиями, так как на равнинах внутреннее геологическое строение редко оказывается на поверхности. Тем не менее, для понимания современного рельефа необходимо ознакомиться с историей его постепенного развития, ознакомиться с тем рельефом, который предшествовал изучаемому. Кроме того, тектоника страны все-таки отражается кое-где на рельефе и непосредственно. В других местах она давала то или иное направление развитию рельефа, и тот рельеф, с которым мы теперь имеем дело, при других тектонических условиях, быть может, и не осуществился бы. Очерк геологического строения и тектоники Европейской части Союза, приводимый ниже, дается, главным образом, по Архангельскому.

В основании Русской равнины лежат докембрийские породы, представленные, главным образом, гранитами и гнейсами. Эти породы составляют ложе для последующих осадочных образований, рассеченное трещинами и дислоцированное сбросами. Благодаря этому отдельные части докембрийского ложа опустились и образовали впадины, заполненные потом осадками, так что присутствие их мало отражается на рельефе в настоящее время. Другие части сохранили прежнее положение или даже поднялись и образовали горсты, в которых докембрийские породы или выходят на поверхность, или залегают на небольшой глубине. Наиболее крупные выступы докембрийских пород составляют так называемые Балтийский щит и Азовско-Подольский горст (рис. 1).

Балтийский щит входит в пределы СССР только небольшой своей частью. Карпинский считает, что с востока и с юга он обрезан сбросами, но некоторые позднейшие наблюдения дают возможность предполагать наличие постепенного падения докембрийских пород на юго-восток. Так, в Ревеле, лежащем на 50 км южнее последних выходов гранита, было установлено наличие этой породы бурением на глубине 110 м, что дает падение 2,2—2,3 м на километр. Падение гранитов под Ленинградом выражается 4 м на километр. Поэтому более вероятно предположить существование очень длинного и пологого склона щита на юг и на восток. Таким образом сбросов вдоль Финского залива, повидимому, нет, по восточной же окраине они возможны, но Архангельский полагает, что эти сбросы являются недавними образованиями. На поверхности щита сбросовые явления встречаются часто. Благодаря им кое-где в грабенах сохранились кембрийские и силурийские отложения. Кроме того, имеется множество дислокационных трещин, разработанных впоследствии в долины и заливы. Вдоль них часто выходят дайки диабазов. По ним же происходили вертикальные и горизонтальные сдвиги, так что весь массив, по Бубнову, представляет мозаику глыб, перемещенных одна относительно другой. Часть трещин возникла сравнительно недавно — в третичном периоде. Докембрийские породы в области Балтийского щита прикрыты только почвой или четвертичными отложениями.

Азовско-Подольский горст (Днепровская плита, Днепровский массив) выходит на севере по рекам Горыни и Уборти (притоки Припяти). Самый северный выход гранитов находится в пределах Польши, к северу от Припяти, у государственной границы. Затем докембрийские породы идут на юг и юго-восток по водоразделу притоков Припяти с одной стороны и притоков Днепра и Буга — с другой. Далее, по северному побережью Азовского моря простираются в Бердянский и Мариупольский районы до реки Кальмиуса. На западной окраине горста докембрий прикрыт палеозойскими и меловыми отложениями, в остальной части — третичными отложениями (за исключением Приазовской

области). Породы, слагающие горсты, относятся к группе глубинных — граниты — и метаморфических — гнейсы и сланцы. К ним присоединяются кое-где и излившиеся породы. Сильная и сложная дислоцированность глубинных и метаморфических пород дает основание думать, что здесь в начале архейского периода образовались складчатые горы, причем для складчатости Пятницкий указывает меридиональное простирание. Эта складчатая цепь тянулась далеко

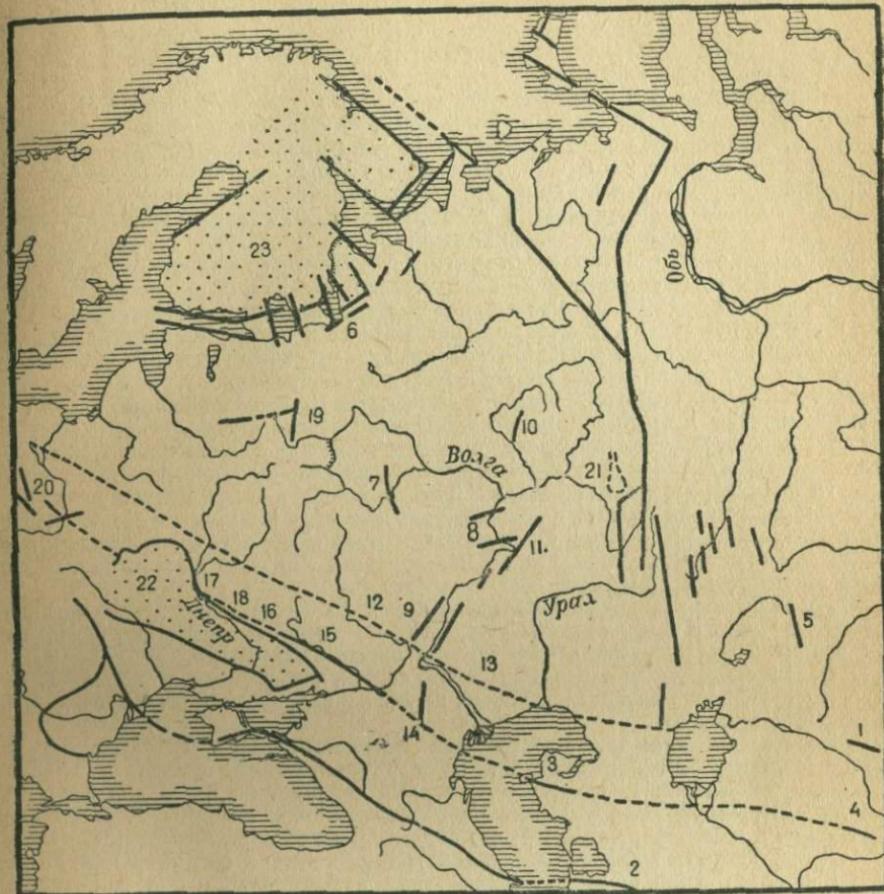


Рис. 1. Тектоническая карта Европейской части СССР Карпинского.

1 — Карагатай, 2 — Копетдаг, 3 — Манычшлак, 4 — Нурагатай, 5 — Улутау, 6 — Айдома, 7 — Окско-Цинский вал, 8 — Жигули, 9 — Доно-Медведицкая дислокация, 10 — Вятский вал, 11 — Пермская ось Заволжья, 12 — Воронежские гранитные выступы, 13 — Баскунчак, Чалчачи, Бишчохо, 14 — Чолонхамур и Сало-Манычский водораздел, 15 — Общее направление Донецкого кряжа, 16 — Г. Пивиха, 17 — Канев, 18 — Исадки, 19 — Вышневолоцко-Новоторжский вал, 20 — Келепено-Сандомирский кряж, 21 — Уфимский горст, 22 — Подольско-Азовский горст, 23 — Балтийский щит.

на север, включая в свой состав и финляндские горы, так как архейские и альгонские породы Финляндии имеют то же направление складок. Под влиянием бокового давления с востока складки становились изоклинальными, опрокинутыми на восток, причем эти изгибы сопровождались изломами, сдвигами, сбросами. Впоследствии горная область подверглась давлению в меридиональном направлении, что вызвало изгиб и излом складок в вертикальной пло-

скости, петлеобразные их изгибы, сбросы. Изломы земной коры сопровождались мощными излияниями эфузивных пород, создавшими обширные покровы.

Современная ориентировка Днепровской плиты имеет направление СЗ—ЮВ, причем это же направление свойственно и складкам плиты. С другой стороны Финляндский массив, являющийся другим сходным осколком когда-то единой русской платформы, имеет ориентацию с СВ на ЮЗ, что соответствует направлению кaledонской складчатости. По мнению Тетяева, эта складчатость определила направление Финляндского массива. В Днепровском массиве это направление весьма слабо отражается, но, по мнению Личкова, этот массив имел такую же ориентировку в отдаленном прошлом, когда он соединялся с Воронежской гранитной глыбой.

Приблизительно ту же ориентировку имеет юго-восточная часть Днепровского массива — Бердянско-Мариупольская, — отделенная от него впадиной с глубоким залеганием кристаллических пород. Эта впадина, повидимому, имеет направление также с СВ на ЮЗ. Посередине ее проходит гребень в поперечном направлении, разделяющий ее на две части, из которых юго-западная выстлана более поздними отложениями, а северо-восточная — более ранними.

Личков высказывает предположение, что этот перегиб, совпадающий по направлению с современным простиранием Днепровского массива, возник вследствие позднейшей складчатости СЗ направления. Эта складчатость явилась отголоском горообразовательных процессов в Азии, вызвавших складки так называемых «алтайдов». Алтайды распространились в Европу по двум параллельным ветвям, из которых северная, так называемая линия Карпинского, прошла по Маньышлаку, Донецкому кряжу и Келецко-Сандомирскому кряжу, а южная представлена Копет-Дагом, Балханом, Кавказом, Крымом и Карпатами (рис. 1). Северная ветвь и придала Днепровскому массиву его простирание; южная же ветвь также оказала влияние, отразившееся на юго-восточном конце Азовского горста в виде опусканий и разломов в области современного Азовского моря.

Равным образом формирование Карпат вызвало более крутое опускание юго-западного края массива по сравнению с северным его краем и создало Предкарпатскую впадину между Днепровской плитой и Карпатами, восточным продолжением которой являются степи Бессарабии и Украины и затем полоса южных низменностей.

Различная современная ориентация Финляндского и Днепровского массивов свидетельствует о том, что после раскола Русской плиты и оседания отдельных ее частей пути развития обоих горстов стали различными.

Обособление Днепровского массива сопровождалось образованием флексур и сбросов по окраинам, которые, по Ласкареву, были вызваны оседанием обширных площадей.

По мнению Тетяева, Днепровский массив является антиклиналью по отношению к Полесской впадине, Бахмач-Харьковской мульде и впадине Донецкого бассейна. Ввиду этого сбросовые явления, по его мнению, играли здесь подчиненную роль и были предопределены складчатостью. К этому присоединяется и Личков, указывая, что склоны массива имеют пологий характер.

Д. Н. Соболев считает Украинскую плиту внешней нагорной каймой аммоцейской геосинклиналии, превращенной в настоящее время в пенеплен. Аммоцейской складчатой системой он называет систему донецких складок и их восточное продолжение до плато Устюрт. На западе она заканчивается у так называемого Скифского вала (см. ниже). Складчатый орогенез плиты окончился в альгонском периоде, после чего она превратилась в геоантиклинальную область поднятия и спуска. На ней лежат тонким пластом только палеогеновые отложения и, может быть, неогеновые, затем четвертичные осадки. Западная часть — область недавних поднятий.

После окончания дислокационных процессов азовско-подольская горная страна подвергалась продолжительному процессу денудации. Не раз подступали к ней моря с различных сторон, но ни одно из морей не могло заливить ее целиком. Непрерывный процесс денудации срезал в конце концов древние горы до основания, но фундамент этих гор остался до настоящего времени в виде южной кристаллической плиты, распавшейся на две части — Днепровский и Бердянско-Мариупольский массивы. В настоящее время Днепровский массив представляет область, приподнятую над уровнем моря на 390—395 м. Лежащие

в основании граниты и гнейсы прикрыты сверху меловыми и третичными отложениями, иногда значительной мощности, а также лёсом, так что кристаллические породы выступают только в глубоких речных долинах.

Скрытым горстом является так называемая **Воронежская глыба**, обнаженная в юго-западной части Воронежской области и в северо-восточной части Курской на глубине 40—80 м. У с. Буйловка на Дону граниты даже выходят на поверхность. У Павловска на Дону установлены граниты, прикрытые меловыми отложениями. Затем они были обнаружены в Богучарском районе, на ст. Давидовка, в Коротоякском районе (под девоном на глубине 66 м), в Богучаре (81 м), в Лозовке около Щигров (162 м.). Расположение кристаллического выступа к северу неизвестно, но на юг он понижается очень медленно. В Белгородском районе, судя по магнитным аномалиям, докембрийские породы залегают на глубине 300—400 м.

Кроме этих крупных горстов, имеются еще небольшие выступы докембраия в пределах Тимана, на Канином полуострове, между Печорой и Хайпудырской губой (кристаллические сланцы). Подземные горсты можно предположить под Уфимским плато, под плато Устюрт, под Каракумами и под Ставропольской возвышенностью. Первый из них обуславливает, повидимому, изгиб Уральских гор к востоку. Следующие два, повидимому, вызвали отклонение периферических дислокаций.¹ Существование Ставропольской подземной глыбы доказывается особенностями тектоники среднего Кавказа и историей развития этой области. Архангельский считает, что кавказская складчатость отразилась на Ставропольской глыбе трещинами, по которым произошли также и излияния пятигорских лакколитов.

Из докембрийских впадин **Восточнорусская** идет вдоль Уральского хребта и Мугоджар, по северо-западному краю Устюрта и по восточному берегу Каспия. На северо-западе она примыкает к юго-восточной окраине Балтийского щита. К югу от него она расширяется, образуя Подмосковную котловину, граница которой совпадает с западной границей девонских выходов. Она близко подходит к так называемому Холмскому горstu (см. ниже). В Смоленской области граница резко сворачивает на ВЮВ и проходит по северной окраине Воронежской гранитной глыбы.

Восточнорусская впадина имеет значительную глубину и заполнена отложениями силурийского, девонского, каменноугольного и пермского периодов, на которых несогласно залегают мезозойские отложения. В пределах Смоленской области и Белоруссии девон залегает на высоте 200—250 м над уровнем моря, а под Москвой — на 180 м ниже его, в Ярославле — на 600 м ниже. В северной части впадины отсутствуют слои силура и нижнего карбона. На юге мезозойские слои накрываются третичными. Слои, заполняющие северную часть впадины, залегают спокойно. В средней части пласти образуют валы и прогибы, идущие параллельно Уральским горам. Юговосточная часть отличается нарушенным напластованием, образующим ряд куполов. Упомянутая выше Подмосковная котловина, по Шатскому, является синеклизы, которая составляет часть синклиналии, огибающей Балтийский щит от Тимана до окраин герцинских складчатых массивов Германии и Польши. Другой частью синклиналии является палеозойской Польской мульда. Полесский вал (см. ниже) образует поперечный перегиб этой синклиналии. По отношению к ней Балтийский щит и Воронежская глыба являются антиклиналями. Таким образом, Шатский различает на территории Восточноевропейской плиты западную и восточную части. При этом западная часть характеризуется широтным простиранием склонов и прогибов, а восточная — меридиональным.

Вторая впадина — **Причерноморская** — отделяется от первой слабыми вадутиями слоев на Сало-Манычском водоразделе и на южном конце Ергеней. Далее к западу она ограничена сбросами по окраине Азовско-Подольского горста и Донецкого кряжа, а с юга — Крымскими и Кавказскими горами. На западе она включает Бессарабию и Румынию, на востоке — Предкавказье, где она сливается с прикаспийской впадиной. На той стороне Каспия продолжением ее будет Туркменская впадина (низина южных Каракумов), расположенная между чинками Устюрта и высоких Каракумов на севере и Копет-Дагом и М. Бал-

¹ Существование горста под Устюртом в последнее время отвергается.

ханом на юге. Причерноморская впадина заполнена третичными и меловыми породами, под которыми должны лежать мезозой и палеозой. По Соболеву, меридиональные поднятия делят ее на три синеклизы: Одесский залив, Азовское море и степные низоэзья Кумы, Терека и Сулака.

Южнорусская впадина ограничена с юга Азовско-Подольским горстом и Донецким кряжем, с запада — Полесским подземным валом девона, отделяющим ее от Польско-Германской мульды, с северо-востока — древними сбросами по юго-западному краю Воронежской глыбы между Доном и меридианом Фатежа. На востоке ее граница имеет неопределенный характер. Впадина заполнена юрскими, меловыми и палеогеновыми породами. Нижняя поверхность меловых отложений в северной части Курской области лежит на высоте свыше 200 м над уровнем моря, к Харькову опускается на 490 м ниже его, а по окраине Донецкого кряжа поднимается вновь до прежней высоты. Оппоков называет эту впадину Украинской мульдой, Личков и Лучицкий — Североукраинской мульдой; Архангельский предлагает называть ее Днепровско-Донецкой; Соболев, как уже указывалось выше, называет ее аммодецийской геосинклиналью.

Местность между Подмосковной котловиной и Южнорусской впадиной получила от Мурчисона название девонской оси и является, по мнению Никитина, Соколова и Карпинского, пологой антиклиналью. Архангельский предполагает здесь слабый наклон к северу палеозойских и докембрийских отложений, подобно наклону южной окраины Балтийского щита.

Прикаспийская впадина занимает пространство между р. Уралом и нижней Волгой, простирается на юг до Терека, будучи ограничена с запада Ергенями. Эта низина подверглась опусканию совсем недавно. Заполнена она толщей каспийских осадков, среди которых выделяются выходы древних пород: Эльтон, М. Богдо, Баскунчак, Чапчачи, Бишчохо и в устье Урала. Эти выходы являются, повидимому, брахиантиклиналями, начало возникновения которых надо отнести к послетриасовому времени. Архангельский считает, однако, что область, расположенная к востоку от Ставропольской возвышенности и охватывающая бассейн Терека и Кумы, среднюю глубокую часть Каспия и Карабугаз, должна быть выделена в особую Терско-Карабугазскую впадину. От Прикаспийской впадины она отделялась прежде горным кряжем, который шел от Мангишлака к Донецкому кряжу.

В течение четвертичного периода эти тектонические единицы испытывали эпейрогенические движения различного характера. Так, подольская часть (ЮЗ) южной кристаллической полосы, Уфимское плато, Карелия, Колыский полуостров, бассейн верхней Волги, Приволжская возвышенность, Вятский вал, Донецкий кряж испытали поднятие, а Большеземельская тундра, Воронежская глыба, Прикаспийская низина, Днепровская низина являются областями опусканий, накопившими большие толщи осадков. При этом в случае осадочных отложений тектонические движения способствуют образованию крупных речных систем. В случае же непокрытых древних оснований возникает мелкая тектоника разломов, способствующая раздроблению речной сети на множество самостоятельных мелких единиц.

Осадки, заполняющие впадины, в большинстве случаев лежат горизонтально, но иногда дислокированы. Эти дислокации, по Архангельскому, могут быть четырех категорий: 1) антиклинальные изгибы — вальы и прогибы, 2) брахиантиклинали на валообразных вздутиях, 3) сбросы и грабены во впадинах, 4) складчатые дислокации Тимана, Донецкого кряжа и Мангишлакского Карагату.

По восточной окраине Балтийского щита распространены дислокации в виде складов ССВ простирания. По исследованиям Толстихина, многие из этих дислокаций оказались происшедшими вследствие оползней. По южной окраине Карпинский установил ряд пологих складов ВСВ простирания, дающих по р. Ловати южнее Холма выходы кембрия и нижнего силура среди верхнедевонских отложений. Продолжением их служат выходы силура у Вышнего Волочка среди карбоновых отложений. Даниловский считает, что здесь проходит антиклинальный вал из кембро-силурийских пород, являющийся продолжением такого же вала на юге (часть скифской антиклинали). Асаткин полагает, что тектоника здесь имеет более сложный характер. Имеются основания предполагать, что на протяжении 150 км от ст. Серебрянка до местечка Аляцкива в Эстонии проходит зона дислокаций каледонского возраста. Таким образом, на тер-

ритории Ленинградской области имеются несомненные тектонические дислокации, различные и по возрасту и по характеру. Нужно отметить, однако, что некоторые из упомянутых выше дислокаций являются сомнительными. Повидимому, это большие пласти пород, занесенные ледником.

Азовско-Подольский горст окружен со всех сторон опусканиями сбросово-флексурного типа, скрытыми под верхнемеловыми и третичными отложениями. Нарушения особенно ясно заметны около с. Пельчи, где Ласкарев установил девонскую флексуру. Затем заслуживает внимания Каневская дислокация на Днепре, где среди третичных пород выведены на поверхность верхнемеловые и юрские породы, сильно дислоцированные вместе с эоценом в ССЗ направлении (бросы, антиклинали, перекрытия). По Ласкареву, эти дислокации образовались от воздействия карпатских горообразовательных движений. Резниченко полагает, что Каневская дислокация образовалась под действием напора с СВ. Этот напор был вызван нагрузкой ледяных масс, давшей толчок для разрешения тангенциальных напряжений. Соболев считает, что дислокации возникли от давления ледника на склон возвышенного массива Приднепровья.

Полесский вал состоит из песчано-глинистых пород среднего девона и является, по Кушняру, частью так называемой скифской антиклинали, продолжающейся на север до Ловати, а затем на восток до Вышнего Волочка и после погружения выходящей вновь между Ладожским и Онежским озерами. Даниловский считает северным окончанием этой антиклинали валообразное взвдущие кембр-силура на Ловати. Существование вала доказывается буровыми скважинами. В Полесье девон залегает на глубине 50—120 м, тогда как на зостоке на глубине 500 м (Бахмач) и 650 м (Харьков) не был еще пройден мезозой. На западе, в Польше, буровые скважины глубиною в 400—700 м все еще не пробили меловых отложений. Повидимому, здесь имеется подземный выступ докембра, являющийся продолжением Азовско-Подольского массива. По Шатскому, Полесский вал является поперечным перегибом московско-польской синклинали.

Вышневолоцко-Новоторжский вал расположен в северо-западной части Подмосковной котловины, между В. Волочком и Старицей. Здесь, среди известников среднего карбона тянется с ССЗ на ЮЮВ полоса песчано-глинистых пород нижнего карбона, шириной до 7 км и длиною до 100 км. Соколов и Миссун сравнивали его с флексурой, по Хименкову же это — слегка несимметричная антиклиналь. Бурение последних лет показало, однако, что этот вал является грядой колосальных отторженцев, принесенных ледником.

Окско-Цинский вал от Клязьмы до Цны является полосою карбона в виде антиклинали, шириной до 40 км, длиною до 350 км. Направление в северной части — меридиональное, на юге — юго-восточное. На севере карбон исчезает, но полоса пермских и юрских пород продолжается до Волги. С запада Окско-Цинский вал окаймлен узким Рязанско-Костромским прогибом. Как вал, так и прогиб устанавливаются только сменой пластов различного возраста, на глаз же никаких уклонов установить нельзя. Полоса карбона кончается на Цне, у устья Выши, но поднятие можно проследить еще дальше на ЮВ по выходам юрских и нижнемеловых пород. На продолжении этого направления, между истоками Вороны и Хопра, идет полоса Керенско-Чембарских поднятий, установленных по ненормально высокому залеганию сеномана. По среднему течению Мокши и в верховьях Алатыря имеются также выходы карбона, образующие, по Розанову, также вал, параллельный Окско-Цинскому. Этот вал дает ряд поднятий, составляющих Сурско-Мокшинскую полосу, сложенную ненормально высоко залегающими породами карбона, юры и мела.

С востока Окско-Цинский и Сурско-Мокшинский валы сопровождаются Ульяновско-Саратовским прогибом, приблизительно по оси которого проходит нижнее течение Суры. Этот прогиб идет на юг до верховий Медведицы и, вероятно, дальше. На севере прогиб (синеклиза) переходит на левый берег Волги и тянется к Унже и далее до Вычегды у Сольвычегодска и Яренска. Архангельский полагает, что он идет и далее на север до Мезенской губы, образуя основной элемент Восточноевропейской плиты, расположенный параллельно Уралу.

Бятский вал тянется на 200 км в бассейне нижней Камы, по водоразделу между притоками Иletи и Немдой — Ляжем с ССЗ на ЮЮВ. Он сложен канзакским ярусом пермских отложений.

Пермская ось Заволжья тянется с ЮЗ на СВ, т. е. в направлении, перпендикулярном к южной части Вятского вала, на 400 км и состоит из известняков, мергелей и песчаников казанского яруса. Розанов называет ее палеозойским валом южного Заволжья. Вал сложен не только пермскими, но и каменноугольными породами. Он идет от южного течения р. Мочи к Пугачевску и далее на ЮЗ к верхнему течению Б. Карамана. Глубокий Узень-Иргизский прогиб отделяет ось от области Общего Сырта. Н. И. Николаев предлагает называть пермскую ось палеозойским поднятием, а не валом, так как форму вала она имеет только в южной части. Рядом сбросов поднятие переходит к Иргизской мульде на востоке.

В Саратовской области Семихатов указывает пять антиклиналей, которые, сложно изгибаясь, описывают почти замкнутый контур. По Архангельскому, здесь имеет место широкое, вытянутое с СВ на ЮЗ куполообразное поднятие, средняя часть которого опустилась.

Доно-Медведицкая полоса антиклиналей представляет длинную изогнутую полосу карбона, юры и мела. Она начинается у сел. Кресты и Песковатки на р. Медведице и оканчивается на Дону между станицами Перекопской и Ново-Григорьевской. Простираясь на севере ССЗ, в середине СВ, на юге ССВ. Архангельский рассматривает эту дислокацию как переходную от антиклинали к валу. Мазарович считает ее дизъюнктивной.

К системе наиболее значительных сбросов принадлежат **Жигули**. Эта дислокация начинается в Кузнецком районе Саратовской области в виде несимметричной антиклинали с крутым северным крылом, переходящим восточнее во флексуру. На Самарской Луке антиклиналь образует разрыв и сброс, в котором палеоцен и верхний карбон залегают на одном уровне. Продолжением сброса являются в Заволжье широтные сбросы средней части Пермского вала. Севернее в верховых Усы и ее притоков Милановский открыл еще одну флексуру, простираясь которой образует некоторый угол с Жигулевской дислокацией.

В Прикаспийском районе распространены брахиантклинали (в бассейнах Уила, Сагиза и Эмбы), нередко разбитые сбросами. Они вытянуты с севера на юг, на 150—200 км в длину. По Тихоновичу, — это антиклинальные поднятия с ритмически погружающимися осями. В сущности, это такие же валы, но вздутия выражены здесь более сильно. За последнее время здесь найдено большое количество соляных куполов. Повидимому, вздутия брахиантклиналей объясняются «соляной тектоникой», т. е. выдавливанием соляных штоков из глубины к поверхности.

Северные части Окско-Цининского и Вятского валов тянутся параллельно Уральским горам, а южные части — параллельно Воронежскому горсту. Доно-Медведицкая антиклиналь и Пермская ось отклоняются от уральского меридионального направления. Еще более отклоняются дислокации по северной и северо-восточной окраинам Прикаспийской впадины, в области Общего Сырта и в бассейне Илека.

Прослеживая поднятия в пределах Восточно-Европейской впадины, Архангельский соединяет их в одну полосу, которой дает название Главного большого вала Восточно-Европейской плиты. В состав его входят: 1) складки вятских поднятий, 2) щитовидная выпуклость словес в верховых рр. Соки и Шешмы, 3) дислокации Самарской Луки, 4) палеозойский вал, 5) Общий Сырт, 6) поднятия Саратовской области и Доно-Медведицкие антиклинали. Можно предполагать, что эта полоса поднятий продолжается и к северу от Вятки и к югу от Дона. Параллельно Главному валу намечается и западу Главный большой ров плиты, южная часть которого известна под названием Ульяновско-Саратовского прогиба или синеклизы. За этим рвом следует второй большой вал — Сухоно-Воронинский, состоящий из Сурско-Мокшинского и Окско-Цининского валов, Керенско-Чембарской системы поднятий и поднятий у Солигалича и на Сухоне. Далее к западу проходит Рязанско-Костромской ров. Все перечисленные рвы и валы проходят в общем параллельно Уралу, причем длина их и амплитуда поднятий уменьшаются по мере удаления от Урала. В средней части вся система валов и рвов вдавлена с востока в Подмосковную котловину, а на севере и на юге она обходит выступы Балтийского и Воронежского массивов. В основе валов и рвов должны лежать дислокации фундамента, которые имеют вид пологих вздутий или складок очень большого поперечника. Так как породы фундамента (гнейсы)

недостаточно пластичны, то здесь возникают расколы, сдвиги и надвиги. Эти дислокации вызывают покрывающих их пластичных осадочных породах разнообразные нарушения, которые по форме могут быть совсем не сходными с дислокациями гнейсовых масс.

Тиман представляется на первый взгляд ветвью Урала, но на самом деле существенно отличается от него и по составу пород, и по характеру дислокаций, и по времени горообразовательных движений. Шатский полагает, что Тиман по геологическому сложению не сходен с валами Русской платформы. От Урала он также отличается формой структур, интенсивностью нарушений и историей развития. По Тетиеву же Тиман представляет часть Урала, будучи связан с ним складчатой структурой Печорского края. Согласно исследований Чернышева, строение Тимана рисуется так: если двигаться с востока на запад, то сначала проходим горизонтально залегающие слои верхней юры и нижнего мела, которые сменяются далее пермскими и каменноугольными отложениями, полого-приподнятыми. Затем идут девонские осадки, изогнутые в погоние складки, подстилающие несогласно карбон. Местами девонские отложения прорваны диабазами, порфиритами и их туфами, которые образуют там и здесь обширные и мощные покровы. У западной границы Тимана наблюдается полоса сильно дислокированных пород в виде крутых и опрокинутых складок, флексур и сбросов. Здесь выступают древнейшие по возрасту досилурийские серицитовые сланцы. Далее к западу слои сменяются опять более поздними и залегают горизонтально. Различный характер складчатости позволяет установить три фазы дислокаций: в досилурийское время, в нижнекаменноугольное и на границе между палеозоем и мезозоем.

Тиманские дислокации не оканчиваются у Чешской губы, но переходят и на Капин полуостров. Здесь, по данным экспедиции Гренингка, от мыса Микулкина до Капина носа тянется в северо-западном направлении полоса древних, главным образом серицитовых сланцев. Дальнейшим продолжением тех же дислокаций служат (по Чернышеву) нарушения Варангерфиорда в Норвегии.

В южной части Русской плиты находятся остатки двух горных кряжей — Донецкий кряж и Мангышлакский Карагату, расположенные приблизительно на одной линии ЗСЗ простирания. Их образование относится к более позднему времени, чем образование Тимана.

Донецкий кряж прилегает на юго-западе к Азовско-Подольскому горсту. Архейские породы последнего сменяются конгломератами, арковами, кварцитами, сланцами, порфиритовыми туфами и порфирами, относящимися к девону. Затем идут верхнедевонские известники, сменяющиеся затем мощной толщей (10000 м) каменноугольных отложений, в состав которых входят известники, сланцы, песчаники с прослойками известняка и угля. Эти отложения в северо-западном углу бассейна сменяются пермокарбоновыми и пермскими породами с мощными пластами гипса и каменной соли. Далее идут континентальные отложения глин и песков триаса, юрские породы, верхнемеловые и палеогеновые отложения.

Основным тектоническим элементом кряжа является огромная антиклинальная складка с крутым падением крыльев, идущая с ВЮВ на ЗСЗ. К северу и югу от главного антиклинала идут длинные синклинали и антиклинали, имеющие так же, как и главный, попечерные перегибы вследствие погружения осей. Северная синклиналь перегибом разделяется на две мульды: западную — Боково-Хрустальскую и восточную — Должанско-Садковскую. Первая мульда вместе с соседними более мелкими образует Бахмутскую котловину, выполненную пермскими осадками. Далее к северу идет вторая антиклиналь, а затем система складок, дающая сложную комбинацию отдельных котловин. У северной границы области наблюдаются продольные сбросы и сдвиги. К югу от главного антиклинала протягивается синклиналь, также распадающаяся на две мульды: западную — Чистяковскую и восточную — Грушевско-Несветаевскую. Южнее идет снова антиклиналь и вторая синклиналь. Последняя распадается на ряд мелких замкнутых котловин с мелкой складчатостью, со сбросами и сдвигами, с внедрениями ультраосновных пород. Южные крылья складок имеют более крутой наклон, чем северные, что вместе с другими фактами указывает на давление с севера.

По Яковлеву, начало тектонических движений в Донецком краине надо отнести к концу карбона, но в полной мере они проявились, по Мейфферту, лишь по окончании пермского периода, т. е., вероятно, в триасе. По Соболеву, Донецкий кряж является складчатым орогеном, образовавшимся в герцинскую эпоху и превратившимся в настоящее время в пепел. Несогласия в напластовании мезозойских отложений указывают на неоднократные повторения горообразовательных движений в юрском и меловом периодах с постепенным ослаблением напряженности. Борисяк намечает пять фаз с начала юрского периода.

С юга Донецкий кряж обрезан сбросами, на востоке и на западе окончания его невыяснены, так как древние породы скрываются под покровом горизонтально лежащих третичных отложений. Есть основания думать, что кряж уходит далеко на запад в недра Днепровско-Донецкой впадины. На северной границе продольные сбросы также играют крупную роль, сопровождаясь надвигами и поперечными сдвигами. Архангельский считает Донецкий кряж образованием геосинклинального типа. По Соболеву, кряж представляет поперечное вдавление среди аммодецийской геосинклиналии.

Уральские горы по своему строению относятся к древнейшим складчатым хребтам. Впервые они появились в эпоху среднего карбона, но особенно энергично горообразование происходило в пермском периоде. Последние кряжеобразовательные процессы относятся к нижнемеловому времени. В палеогене, или несколько раньше, восточная часть уральской складчатой системы опустилась и была захвачена морской трансгрессией. Абрационная работа моря превратила горную страну в равнину. По исследованиям Пригоровского, хребет Улутау, находящийся на расстоянии 400 км к востоку от Мугоджар, еще обнаживает уральское направление складчатости. Между Улутау и Уралом наблюдаются выходы древних дислоцированных пород — в 35 км от Мугоджар, у Орска и, кроме того, севернее — по Тоболу и за Троицким. Вопрос о связи уральской системы со среднеазиатскими складками (алтаидами) не разрешен. Поворот последних в уральское направление Карпинский объяснял сопротивлением восточной окраины Русской плиты.

Западные и восточные склоны Урала резко отличаются по структуре. На восточном склоне преобладают радиальные дислокации, тогда как для западного характерно чешуйчатое строение. Более подробно вопрос о геологическом сложении и о тектонике Урала будет изложен ниже, в соответствующей главе.

Кавказ тектонически является одним из звеньев средиземноморской складчатой зоны Евразии. Лежащая к северу от него Русская плита представляла собою прочный массив, оказывавший стойкое сопротивление складчатым процессам. Поэтому в равнинном Предкавказье мы видим только слабые проявления складчатости в виде широких и пологих синклинальных прогибов и антиклинальных вдавливаний. Закавказье же является областью интенсивной складчатости, разбитой позднейшими сбросами на ряд глыб и прикрытой в значительной степени новейшими, преимущественно континентальными образованиями. Эта область представляет собою область скучивания горных складок Малоазиатского и Иранского нагорий, но в отличие от них она является вулканическим нагорьем, в сложении которого принимали участие вулканические продукты. Выдвинутые периферийские обломки этого нагорья образуют Малый Кавказ.

По Ренгардену, Кавказский хребет имеет чешуйчатое и потому несимметричное строение. На севере отложения имеют характер шельфовых, на юге принадлежат к геосинклинальному флишу. Осадочные породы северного склона вместе с их гранитным основанием высоко приподняты и несколько надвинуты на поднятую зону южного склона. На обоих склонах складки опрокинуты к югу, часто с разрывами и надвигами, переходящими иногда в шарьяжи. Наиболее сильные приступы горообразования были в конце юры, в нижнем эоцене и в плиоцене. В четвертичном периоде начинается сводообразный подъем Большого Кавказа, происходивший четырьмя фазами и сопровождавшийся одновременными погружениями Черноморской и Кубанской депрессий и, вероятно, Терской и Куринской. Варданянц и Кузнецов И. Г. считают, что поднятие Кавказа совершилось не сводообразно, а отдельными глыбами. Дальнейшие подробности будут изложены ниже, в соответствующей главе.

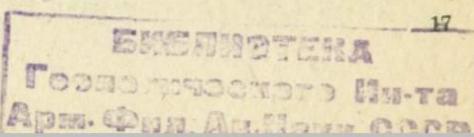
Тектонические схемы Европейской части Союза предлагались многими уч-

ными. Наиболее интересными из них являются схемы Карпинского, Архангельского и Шатского.

Карпинский поставил дислокации, происходившие на пространстве Русской плиты, в связь с горообразовательными движениями в Уральском и Кавказском хребтах и с наличием устойчивых выступов древних пород. Сокращение земного шара отражается на «спокойных» участках земной коры «главнейше образованием пологих синклиналей и антиклиналей, которые при размерах области, соответствующей значительной части земной поверхности, проявляются, по крайней мере, по двум пересекающимся направлениям». В пределах Европейской части Союза последовательные колебания земной коры выражались сменой широтных и меридиональных опусканий. «Такие медленные, так сказать, волнобразные колебания не касались лишь СЗ части России, где массив, состоящий из древнейших кристаллических образований и представляющий так называемый горст, являлся настоящим оплотом или буфером, около которого, как около неподвижной оси, совершались перемещения упомянутых понижений и повышений. Понижения широтного направления имели место в средней и южной части Русской равнины, меридиональные располагались в восточной части, причем первые, очевидно, связывались с кавказскими горообразовательными движениями, а вторые — с уральскими. Эта зависимость слабееказывалась, однако, в областях, прилежащих к Балтийскому и Азовско-Подольскому щитам, где дислокации отражают направления горстовых границ. Так, древняя силурийская фаза дислокаций Тимана связана по простиранию с границами Балтийского щита. В таком же отношении находятся дислокации СВ простирания в Андомской горе, у Бирючевских порогов на реке Онеге, у устья Пинеги, на Северной Двине, происходившие в конце нижнего карбона. Орогенические движения уральского направления начались в девонском периоде. Под влиянием напора с востока в каменноугольном периоде в восточных частях Русской плиты образуется широкая впадина, границы которой на западе и юге определялись сопротивлением Балтийского и Воронежского горстов. В пермском периоде происходит наиболее интенсивная дислокация Урала, который благодаря сопротивлению Уфимского горста так бы распадается на две дуги. На севере возникли два ответвления — Тиман и Пайхой, которые примыкают к имевшимся здесь уже древним тектоническим сооружениям. Последующие более слабые движения совершились на Урале в юрском периоде и в меловом.

Дислокации кавказского направления намечены Карпинским по двум линиям. Первая из этих линий состоит из Каневских дислокаций, горы Пивихи, Донецкого кряжа, нарушений Сало-Манычского водораздела и Чолон-Хамура в Ергенях, дислокаций Мангышлака, дислокаций Нурага и восточной ветви Султан-Уз-Дага. Вторая, северная, линия начинается дислокациями полуострова Куланды на Аральском море и проходит через нарушения в пермских гипсах по северному побережью Каспия, через Бишчохо, Чапчачи, Баскунчак, южную оконечность Доно-Медведицкой антиклинали, Воронежскую гранитную глыбу, ровенские гипсы, предполагаемые нарушения у ст. Лунинец, выходы юры в Беловежской пуще, поднятие Иноврацлав-Цехоцинск в пределах Польской мульды (рис. 1).

Архангельский различает в составе Русской плиты два рода элементов: устойчивые или положительные и неустойчивые или отрицательные. К первым он относит те участки суши, которые на протяжении всей геологической истории оставались приподнятыми над окружающей местностью и которым свойственны преимущественно восходящие движения. Элементы отрицательные занимают пониженные части страны и имеют тенденцию к длительному опусканию. Наиболее ярко выраженным положительным элементом является Балтийский щит, не покрывавшийся морем со временем нижнего палеозоя. С Балтийским щитом органически связана область к югу от Финского залива, ограниченная с севера и запада морем, с юга — параллелью Ковно, с востока — Волховом и Ловатью. Кристаллические породы залегают здесь сравнительно неглубоко, поднимаясь с юга на север. Палеогеографические данные показывают, что и участок, лежащий к востоку от Балтийского щита до Тимана, составляет часть единого континентального массива, отделившуюся от Балтийского щита сбросами и отчасти вовлеченному в процессы опускания, совершившиеся в соседней Восточно-



русской впадине. Таким образом вместо Балтийского щита мы получаем Балтийско-Беломорский массив.

Другими положительными элементами плиты являются обломки южно-русской кристаллической плоскости: Азовско-Подольский горст, Воронежская глыба и Устюгский горст.

К положительным площадям второго порядка, неоднократно погружавшимся под уровень моря, Архангельский относит Полесский вал и девонскую ось, соединяющие Балтийско-Беломорский массив с Азовско-Подольским горстом и Воронежской глыбой.

К отрицательным элементам Русской плиты относятся Восточно-Европейская впадина и две впадины на юге — Причерноморская и Днепровско-Донецкая. Моря, сменившие одно другое в течение почти всего палеозоя и значительной части мезозоя, накопили в Восточно-Европейской впадине большую толщу осадков, которая указывает на опускание впадины. При этом ее история соответствует истории Уральского хребта. Поднятие Урала совпадало с осушением Восточно-русской впадины и образованием валов. Таким образом, эта впадина в течение палеозойской эры составляла одно органическое целое с уральской геосинклиналью. В дальнейшем она сохранила характер опускающейся части земной коры, причем эта же тенденция отмечается и в некоторых частях уральской геосинклинали — оседание восточного склона и южной части хребта.

Судьба южно-русских впадин связана с кавказской и донецко-маньышлакской геосинклиналями. В архейском периоде образовалась кавказская синклиналь и существовала до девона, когда здесь возник каледонский горный хребет. В это же время севернее возникает донецкая (и маньышлакская) впадина, превращающаяся в геосинклиналь. Когда же здесь опускание сменилось поднятием (нижняя пермь), Кавказ вторично погрузился под уровень моря. Днепровско-Донецкая впадина возникает в триасовом периоде, когда поднятие охватило как Кавказ, так и Донецкий кряж, вследствие чего и возникла новая полоса опусканий.

Сравнивая движения в восточно-русской и южно-русской геосинклиналях, Архангельский подвергает сомнению выводы Карпинского о чередовании широтных и меридиональных опусканий. По его мнению, здесь вообще нельзя установить соответствие, так как характер движений в геосинклиналях различен. В уральской геосинклинали тенденция к опусканию выражена менее резко. Раз возникшие горные хребты существуют долго, и их возникновение не вызывает опускающихся полос. Наоборот, крымско-кавказская геосинклиналь проявляет большую активность. Процессы горообразования быстро сменяются здесь опусканиями. Поднятие одной полосы сопровождается опусканием другой, соседней.

Таким образом, геологические события и формирование Русской плиты происходили под влиянием тех процессов, которые протекали в двух полосах, где земная кора была особенно неустойчива, где происходили постоянные колебания, то поднимавшие высоко вверх горные хребты, то опускавшие значительные участки ниже уровня моря. Одна из этих полос имеет меридиональное направление, другая составляет угол в 25° с параллелью.

Движения, происходившие в этих полосах, вызывали дислокации и в слоях прилегающих впадин, но эти дислокации нигде, однако, не вызвали образования высоких гор. Наиболее значительная возвышенность, созданная дислокацией, Жигулевские горы на Волге, достигает всего 371 м абсолютной высоты. В общем же горизонтальное залегание пластов, из которых построена Европейская часть Союза, нарушается весьма редко и слабо. Кроме того, приподнятость слоев над уровнем моря не достигала большой величины, вследствие чего реки превысили не очень глубоко и не создавали высоких водоразделов. Эти причины создали рельеф, который в общем можно назвать равнинным. Только на месте Азовско-Подольского горста и Донецкого кряжа высились когда-то горные системы, но длительный период денудации разрушил и сгладил древние горы, так что эти области не нарушают общей равнинности. Великое оледенение также способствовало выработке равнинного рельефа, заполнив моренными и флювиогляциальными отложениями ранее существовавшие впадины.

В 1937 г. Шатский предложил свою схему тектоники Европейской части Союза. Согласно взглядам этого автора Восточноевропейская платформа может быть разделена на три части:

1) Южные области, примыкающие к альпийской складчатой зоне, 2) восточные области, примыкающие к Уралу, 3) западная часть, представляющая систему широтных синеклизы. В состав последней входят следующие сооружения: 1) своеобразное поднятие Фенно-Скандинии, 2) синклинальная структура, состоящая из Подмосковной мульды, поперечного антиклинального перегиба Полесского вала и Польской мульды, 3) южного водового поднятия — главной девонской оси, Воронежского массива и Украинского массива.

По мнению Шатского Восточно-Европейская впадина не может считаться единым тектоническим сооружением. Шатский исключает из ее состава восточный склон Балтийского щита и Подмосковную котловину, считая их частями самостоятельной Подмосковной синеклизы СВ простирации. Остальные части впадины Шатский называет Восточно-Европейской синеклизы, которая вытянута параллельно Уралу и представляет сложную широкую синклиналь, предгорную мульду, ограничивающую с запада герцинскую складчатую зону. Осевая ее линия совпадает примерно с осевой линией Ульяновско-Саратовского прогиба. Северное ее продолжение следует искать в бассейне р. Печоры, между Тиманом и кряжем Чернышева.

Между Украинским кристаллическим массивом и Воронежской глыбой протягивается мульда, выполненная верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями. Она обычно называется Днепровско-Донецкой, Североукраинской, Украинской. Она простирается в СЗ направлении. Воронежский массив и девонская ось представляют собою антиклинал, разделяющий Украинскую мульду и Подмосковную синеклизу. Следуя Тетиеву, Шатский называет его Центральным антиклиналом.

Возникновение вторичных дислокаций (валов, флексур, разломов) Шатский объясняет деформациями, которые должны были происходить в широтных структурах под действием меридиональных прогибов (и наоборот).

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Среднее и нижнее Поволжье. Земл., 18, кн. 4. М. 1911. 2. Архангельский А. Д. Введение в изучение геологии Европейской России, ч. 1. Гос. Изд. М. 1923. 3. Архангельский А. Д. Геологическое строение Европейской части Союза. 1932. 4. Асаткин Б. П. Вопросы тектоники и проблема интрузий в западной части Ленинградской области. ПСГ, 1937, № 5—6. 5. Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России, Прг. 1919. 6. Ренгартен В. П. Новые данные по тектонике Кавказа. ЗРМО, 55, в. 2, Л. 1926. 7. Соболев Д. Н. Эскиз геоморфологии Украины. БМОИП, 7, М. 1929. 8. Шатский Н. М. О тектонике Восточно-Европейской платформы. БМОИП, 7, М. 1937.

II. ДЕЛЕНИЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СОЮЗА НА ОБЛАСТИ

Выше были уже изложены вкратце схемы некоторых исследователей разделения Европейской части Союза на естественные области. Рассмотрим несколько подробнее схемы, которые наиболее заслуживают внимания.

Схема Никитина. В 1886 году Никитин предложил подразделение Европейской части на следующие области:

1. Финляндия и Олонецкий край, характеризующиеся ясными следами горных ледников: обилием следов изборождения, типичными округло-выпуклыми формами гор и холмов, развитием местной основной морены, обилием озев и ледниковых озер горно-ледникового типа.
2. Прибалтийский край с отложениями переходного типа. Морена здесь состоит как из местных, так и из чуждых элементов. Озы убывают и постепенно исчезают. Область простирается до Валдая.
3. Литовско-Польская область, представляющая полную аналогию с соседней Пруссии с ее двумя моренами. Простирается на юг до Полесья.
4. Область Центральной части СССР, характеризующаяся развитием одной основной морены, которая часто замещается нижними валунными пясками, занимающими обширные пространства на границе ледниковых отложений, наподобие зандрей.
5. Область южной предельной полосы распространения скандинавско-финских валунов, в пределах которой валунные отложения покрыты лессом.
6. Южнорусская область вне пределов распространения эратических валунов, характеризующаяся мощным лессовым покровом.
7. Область Тимано-Уральского ледника.
8. Область склонов Среднего и Южного Урала.
9. Область востока и юго-востока СССР.
10. Область древнего распространения Арало-Каспийского морского бассейна.

Деление Никитина после новейших исследований о распространении ледниковых отложений не может быть принято без поправок.

Схема В. П. Семенова-Тяншинского. Этот исследователь, наряду с тектоникой, принимает во внимание и поверхность образования различных типов.

A. РАВНИНА.

a. Ледниковая часть.

I. Пояс твердых ледниковых накоплений.

1. Финский гранитный массив (восточная часть Фенно-Скандинии — область лопастных озер).
 - 1-а. Кандалакшская озерная страна.
 - 1-б. Внутренняя Финско-Карельская озерная земля.
 - 1-в. Колский полуостров.
 - 1-г. Южная окраина Финского гранитного массива.
 - 1-д. Лапландская часть массива.
 - 1-е. Ботническое побережье.

II. Пояс северной морской трансгрессии.

1. Печорский край.
 - 1-а. Нижнепечорская часть.
 - 1-б. Верхнепечорская часть.
2. Тиманский кряж.
3. Придвинская речная область.
 - 3-а. Мезенская часть.
 - 3-б. Двинская часть.

III. Пояс рыхлых ледниковых накоплений.

1. Область великих озер.
2. Область глинта.
3. Озерная равнина (область больших округлых озер).
4. Область конечных морен (малых лопастных озер).
5. Польская плоская равнина.
6. Область увалов (великой моренной гряды).
 - 6-а. Польская часть.
 - 6-б. Западная часть.
 - 6-в. Центральная часть.
 - 6-г. Восточная часть.

Б. Приледниковая часть.

IV. Пояс приледниковых овражных образований и сглаженных низин.

1. Полеское подледниковое водное скопление.
2. Окско-подледниковое водное скопление.
3. Юго-западная рыхлая овражная область на известняковом основании.
4. Юго-западная рыхлая овражная область на гранитном основании.
5. Днепровская подледниковая низина размытия.
6. Центральная рыхлая овражная область на известняковом основании.
7. Центральная рыхлая овражная область на меловом основании.
8. Донецкий кряж (овражная область).
9. Окско-Донская подледниковая низина размытия.
10. Приволжская рыхлая овражная область.
11. Жигули.
12. Овражная область Ергеней.
13. Заволжская низина.
14. Заволжская рыхлая овражная область.

V. Пояс приморских южных низин или южной морской трансгрессии.

1. Черноморская низина.
2. Прикаспийская пустынная низина.

Б. ГОРЫ.

VI. Пояс великих средиземных горных складок.

1. Крымская горная область.
2. Область Предкавказья.
3. Область Главного Кавказского хребта.
 - 3-а. Западная часть.
 - 3-б. Восточная часть.
4. Область Закавказских долин.
 - 4-а. Западные долины.
 - 4-б. Восточные долины.
5. Область вулканического горного Закавказья или Малый Кавказ.

VII. Пояс древних меридиональных горных складок.

1. Повышенная часть Полярного Урала.
2. Пониженная часть Полярного Урала.
3. Повышенная северная горная область Урала.
4. Пониженная средняя горная область Урала.
5. Повышенная южная горная область Урала.

6. Башкирская холмистая область или пониженный южный Урал.
7. Область Мугоджар.

Не все части этой схемы могут быть приняты без оговорок. Прежде всего, конечно, придется устранить все те области, которые в настоящее время вышли из состава Союза. Во-вторых, неудобно относить Кольский полуостров к равнине. В-третьих, разделение Кавказского края слишком схематично. В-четвертых, вряд ли удобно называть Новую Землю Полярным Уралом.

Схема Добрынина. Добрынин положил в основу деления тектонику, влияние оледенения и работу водной эрозии. Его районы таковы:

1. Карельско-Кольский район.
2. Печорско-Двинский район.
3. Северо-западный или моренно-озерный район.
4. Северо-центральный или Смоленско-Московско-Ярославский район.
5. Северо-восточный или Сухоно-Вятский район.
6. Район обширных песчаных низин Волго-Окского края.
7. Район Полесья.
8. Район Среднерусской возвышенности.
9. Район Тамбовской равнины.
10. Район Приволжской возвышенности.
11. Район древних террас и сыртовых глин левобережья средней Волги.
12. Район высокого Заволжья или Камско-Предуральский.
13. Район Волыно-Подольского плато (или Украинской кристаллической плиты).
14. Район Днепровской низменности.
15. Район Причерноморской низменности.
16. Район Донецкого кряжа.
17. Район Крымских гор и предгорий.
18. Район Кубанско-Приазовской низменности.
19. Район северных предгорий Большого Кавказа.
20. Район Прикаспийской низменности.

Схема Добрынина в некотором отношении сходна с той, которую предлагаю и я, хотя обе схемы разрабатывались самостоятельно. К недочетам схемы Добрынина я отношу некоторые неудачные названия районов (например, Смоленско-Московско-Ярославский), не отражающие их геоморфологического своеобразия. Затем некоторые районы слишком велики. Кавказ представлен только северными предгорьями. Урал отсутствует вовсе.

Схема Личкова. Подчиняя распределение форм рельефа идею зональности в зависимости от поднятия района центрального оледенения (Фенно-Скандиния), Личков делит территорию Европейской части Союза на четыре полосы:

1. Южная внеледниковая зона.
2. Переходная зона.
3. Периферическая зона оледенения.
4. Зона центральных ледниковых районов.

Первые две зоны лежат вне области оледенения, вторые две — внутри ее. Граница между ледниковой и внеледниковой областями совпадает с великой моренной грядой Семенова-Тяншанского и с границей ландшафтных зон Ласкарева. Эта морфологическая грань должна совпадать с краем последнего большого оледенения. По Личкову, таковым на западе Союза было вюрмское, а на востоке, возможно, рисское. Хотя северная часть стала сушей в самом начале третичного времени и поэтому является более древней, чем южная, тем не менее оледенение наложило на нее печать молодости, так как рельеф ее создался во время оледенения.

В дальнейшем изложении я буду пользоваться такой схемой (рис. 2):

I. Ледниковая полоса.

1. Кольская горная область.
2. Северо-западная область сельг.
3. Северо-восточная область тундровых равнин.
4. Верхнепечорская равнина.
5. Тиманский остаточный кряж.
6. Мезенско-Канинская бугристая тундровая равнина.
7. Северодвинская область древних ложбин.
8. Равнина ледниковых озер.
9. Область конечных морен.
10. Область увалов.

II. Полоса песчаных низин.

11. Полесская низина.
12. Окско-Волжская низина.
13. Днепровская низина (Североукраинская мульда).
14. Окско-Донская низина.

III. Полоса оврагов.

15. Юго-западная овражная область на известняковом основании.
16. Юго-западная овражная область на гранитном основании. (Украинская возвышенность).
17. Среднерусская возвышенность.
18. Донецкий пенеплен.
19. Вятские увалы.
20. Вятско-Камская расчлененная равнина.
21. Приволжская возвышенность.
22. Жигулевский кряж.
23. Заволжская возвышенная равнина.
24. Черноморская равнина.
25. Овражная область Ергеней.
26. Прикаспийская равнина.

IV. Крымско-Кавказская горная полоса.

27. Горная область Крыма.
28. Предкавказские равнины.
29. Предкавказские возвышенности.
30. Горная область Большого Кавказа.

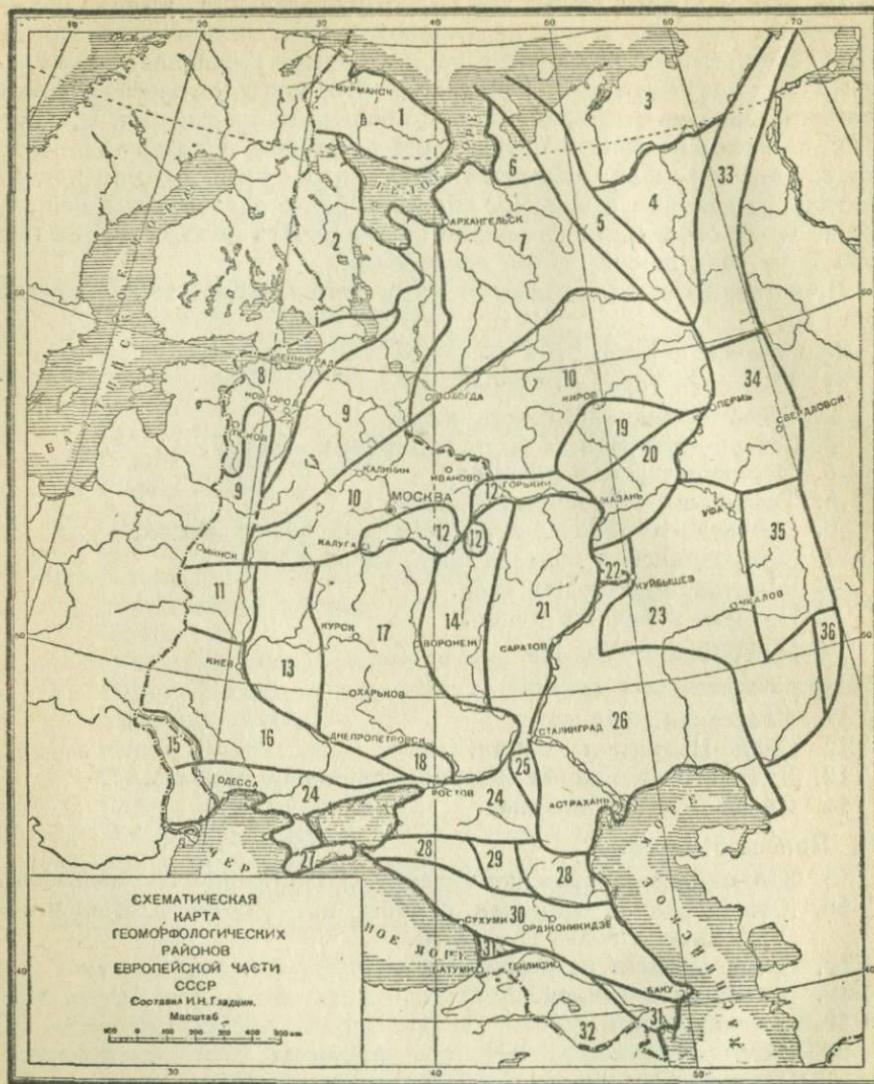


Рис. 2.

1 — Колская горная область. 2 — Северо-западная область сельг. 3 — Северо-восточная область тундровых равнин. 4 — Верхне-Печорская равнина. 5 — Тиманский остаточный кряж. 6 — Мезенско-Канинская бугристая тундра. 7 — Северо-Двинская область древних ложбин. 8 — Равнина ледниковых озер. 9 — Область конечных морен. 10 — Область увалов. 11 — Полесская низина. 12 — Окса-Волынская низина. 13 — Днепровская низина. 14 — Окско-Донская низина. 15 — Юго-Западная овражная область на известняковом основании. 16 — Украинская возвышенность. 18 — Донецкий пепелен. 19 — Вятские увалы. 20 — Вятско-Камская расчлененная равнина. 21 — Приволжская возвышенность. 22 — Жигулевский кряж. 23 — Заволжская возвышенная равнина. 24 — Черноморская равнина. 25 — Овражная область Ергеней. 26 — Прикаспийская равнина. 27 — Горная область Крыма. 28 — Предкавказские равнины. 29 — Предкавказские возвышенности. 30 — Горная область Большого Кавказа. 31 — Закавказские равнины. 32 — Горная область Закавказья. 33 — Горная область Северного Урала и Шайхоя. 34 — Горная область Среднего Урала. 35 — Горная область Южного Урала. 36 — Горная область Мугоджар.

31. Закавказские равнины.
32. Горная область Закавказья.
V. Уральская горная полоса.
33. Горная область Северного Урала и Пайхоя.
34. Горная область Среднего Урала.
35. Горная область Южного Урала.
36. Горная область Мугоджар.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрынин Б. Ф. Геоморфологическое районирование Европейской части СССР. Вопросы географии и картографии. Сб. I. Научно-Издат. Инст-та Б. Сов. Атласа Мира. М. 1935. 2. Кубер А. А. Физико-географические области Европейской России. Земл., 14, кн. 3—4, М. 1907. 3. Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР. ТГИ, 1. Л. 1931. 4. Семенов-Тяньшанский В. П. Типы местностей Европейской России и Кавказа. ЗРГО, 51. Пгр. 1915. 5. Соболев Д. Н. Ледниковая формация северной Европы и т. д. ИГО, 56, в. 1 и 2. Л. 1924. 6. Тан菲尔ьев Г. И. Физико-географические области Европейской России. ТВЭО, 1897, № 1.
-

III. ЛЕДНИКОВАЯ ПОЛОСА

1. КОЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

Кольский полуостров является частью Фенно-Скандинавского щита, в состав которого входят: Швеция, Норвегия, Финляндия, северные районы Карелии и западные районы Архангельской области. Административно полуостров выделен также в самостоятельную единицу, составляя Мурманскую область.

Это — один из самых древних участков земной коры, резко выделяющийся своей скалистостью, частыми выходами коренных твердых горных пород. Он является также участком суши, не подвергшимся морским трансгрессиям после палеозоя.

Во времена палеозоя Кольский полуостров не раз, вероятно, покрывался морем, но морские осадки тех времен были впоследствии смыты длительной эрозией мезозоя и кайнозоя, которая снесла также и верхние части кристаллического массива, обнажив его глубинные магматические породы, лакколиты, батолиты и другие субкрустальные образования. Вследствие этого господствующими горными породами на полуострове являются кристаллические: граниты, гнейсы, сиениты, кварциты, диабазы, кристаллические сланцы, прорванные более молодыми интрузиями основной и кислой магмы. Местами сохранились участки эффузивных покровов. Только на Рыбачьем полуострове и на острове Кильдине выступают осадочные породы в виде песчаников, сланцев и конгломератов, собранных в складки. Исследования Седергольма заставляют отнести эти породы к более древнему (докембрийскому) времени. На южном берегу, близ устья Чапомы и Варзуги, имеются также выходы древних пород, которые Полканов склонен относить также к очень древнему времени, а именно к протерозою.

Гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты несут на себе следы сильнейших горообразовательных движений, причем дислокации обнаруживают ЗСЗ простирание. Дизъюнктивные дислокации северо-западной части Полканов считает более поздними, чем интрузии основных и щелочных пород. Повидимому, перемещения по сбросовым трещинам происходили неоднократно и продолжаются в настоящее время, как показывают наблюдения Рихтера и Егорова на восточном берегу озера Имандры. Кроме того, Григорьев А. А. указывает, что в глубоких сбросовых впадинах северо-восточной части отсутствуют какие-либо отложения, кроме ледниковых. Следовательно, эти впадины образовались непосредственно перед оледенением.

На большей части полуострова коренные породы покрыты мореной, которая залегает более мощным слоем на юге. Это — следы той

огромной работы, которую проделали здесь ледники в эпоху великого оледенения. Они закончили уничтожение древних горных хребтов, снесли тот покров осадочных пород, который прикрывал древние интрузии, расширили долины. Ледниковая аккумуляция натромозила огромные сельги и озы.

По предположению Карпинского, серия сбросов определяет границы полуострова, которые почти прямыми линиями отделяют его как от прилегающих морей, так и от соседних областей. Подобного рода тектоническое строение дает возможность определить Кольский полуостров как древний горст или, вернее, как часть горста, которая неоднократно подвергалась по окраинам внешним воздействиям и сама влияла на строение прилегающих областей. Линии разломов идут по двум почти перпендикулярным направлениям: 1) вдоль Мурманского и Кандалакшского берегов полуострова, 2) вдоль Терского и Зимнего берегов, обрамляющих горло Белого моря. Владина Белого моря при таком понимании является комбинацией двух взаимно перпендикулярных грабенов — северо-восточного простирания (горло) и северо-западного (от Кандалакшского залива к Двинскому и Онежскому заливам). Архангельский отвергает, однако, предположение о сбросе вдоль северных берегов, указывая, что дно примыкающего моря представляет абразионную платформу.

Время, когда произошли дислокации, остается еще невыясненным. Возможно, что еще в докембрии в стране происходили складки и сбросы, которые потом подверглись воздействию каледонских горообразовательных движений и в слабой степени были затронуты герцинской складчатостью. По мнению Седергольма, сильнейшие дислокации должны были происходить в третичном и четвертичном периодах. Эти дислокации, по всей вероятности, имели место не только по краям полуострова, но и внутри его. Расположение трех больших озер — Имандры, Умбъявра и Ловозера — в параллельных впадинах указывает на возможность наличия здесь сбросовых понижений.

Таким образом, тектонические разломы образуют две системы — одну параллельно Мурманскому берегу, другую перпендикулярно к нему. Главнейшие из тектонических линий, по Рихтеру, следующие: 1) северный мурманский сброс, проходящий вдоль всего Мурманского берега и отделяющий на западе архейские породы от палеозойских осадочных пород Рыбачьего полуострова и острова Кильдина, 2) линия, отделяющая прибрежные возвышенности от южнее лежащих так называемых Кейв; образует понижение, занятое долинами рек Иоканги, Выхчи, Аче и Колмак, верховьями р. Харловки и Териберским озером; 3) линия, пересекающая посередине весь Кольский полуостров вдоль его длинной оси и образующая ложбину, занятую болотами, озерами и долиной р. Поная; линия идет от озера Энаре через Нотозеро, Колозеро, Ловозеро на ЮВ; 4) линия, идущая от средней части озера Энаре по долинам рек Лоты и Ноты, через озера Пиренгские и Чуно к Иокостровской Имандре, озеро Канозеро и по нижнему течению Варзуги; 5) резко выраженная линия, проходящая по северным берегам Кандалакшского и Северодвинского заливов Белого моря. Вторая система имеет дугообразный характер и расположена параллельно сбросам, ограничивающим горло Белого моря. Здесь намечается пять дуг, пересекающих поперец полуостров: 1) линия, ограничивающая горло Белого моря; 2) линия, слабо выраженная, от Св. Носа через среднее течение Иоканги, Выхчи, верховья Стрельны и Варзуги; 3) линия, проходящая через озера Умбозеро и Ловозеро, по долинам рр. Вороньей и Умбы; 4) линия, проходящая

через Кольский залив, р. Колу, озеро Имандру и р. Ниву, 5) линия, ограничивающая с востока Рыбачий полуостров, проходит по долине р. Зап. Лыца, через Нотозеро, по р. Ноте.

Впадина Ловозера и продолжение ее на севере, долина р. Вороньей, отделяют восточную платообразную часть полуострова, приподнятую на севере до 300 м и постепенно падающую к югу, от значительно более высокой и разнообразной по рельефу западной части. Южным продолжением этой депрессии могли бы служить долины рр. Паны и Нижней Варзуги. Местность здесь крайне слабо изучена для того, чтобы высказаться более определенно. К западу от Ловозерской депрессии проходит вторая меридиональная депрессия, занятая рекой Териберкой, Умбозером и рекой Умбой. Еще далее к западу протягивается третья наиболее широкая меридиональная депрессия, занятая долиной реки Колы, озером Имандрой, долиной реки Нивы и озером Колвицким. Озеро Имандра за последние годы было изучено Рихтером, который составил карту его с изобатами. Измерение глубин показало, что вдоль восточного берега озера идет относительно глубокая (66 м), узкая борозда.

Таким образом, можно предположить, что мощные дислокации надломили Кольский массив по трем трещинам в том месте, где он переходит в материк. Доказательством возможности такого предположения служит наличие интрузий щелочных пород в Хибинских и Ловозерских горах, возраст которых не может быть определен точно (не позднее начала карбона).

Для восточной части полуострова А. А. Григорьев предполагает наличие дизъюнктивных дислокаций, главным образом, северо-западного простирания. Часто встречаются также дислокации северо-восточного простирания. Эти дислокации определяют здесь крупные формы рельефа — кряжи и впадины.

Наиболее высокие части полуострова расположены приблизительно посередине его западной половины. Они обрамляют те занятые водою тектонические депрессии, о которых было сказано выше.

По западному берегу Имандры идут Чуна-тундра (800 м) и Мончечутчра (900 м). Между Имандрой и Умбозером возвышаются Хибинские горы, или Уомбык (Умпек), достигающие высоты 1240 м над уровнем озера Имандры (130 м) в горном узле Лявочора. Между Умбозером и Ловозером расположен Луявурт или Ловозерские тундры, наибольшая высота которых достигает 1115 м в массиве Аллуайв. На остальном пространстве полуострова высоты значительно меньше. Так, на юго-восток от Ловозера находится группа возвышенностей, известных под названием Каменик (700 м) и Пали-сарские горы. К северу от Умбозера располагаются «тундры» Вируайв, Вилкисум и Патпастонуайв. Орография восточной части слабо изучена, но, повидимому, там нет значительных возвышенностей и, если судить по характеру речной сети, местность постепенно снижается на север, восток и юг. А. А. Григорьев, посетивший в 1928 г. северо-восточную часть полуострова, определяет рельеф этой местности как сложную систему террас.

К западу от Чуна- и Мончеч-тундр, наоборот, местность остается высокой, достигая в отдельных возвышеностях высоты 1000 м и выше (Сиуалатальди 1030 м, Вуюем 1000 м, Набдес 1000 м, Сальная тундра, Нявк-тундра и др.). На севере, ближе к Кольскому заливу, имеется также ряд возвышеностей, покрытых лесом варак и лишен-

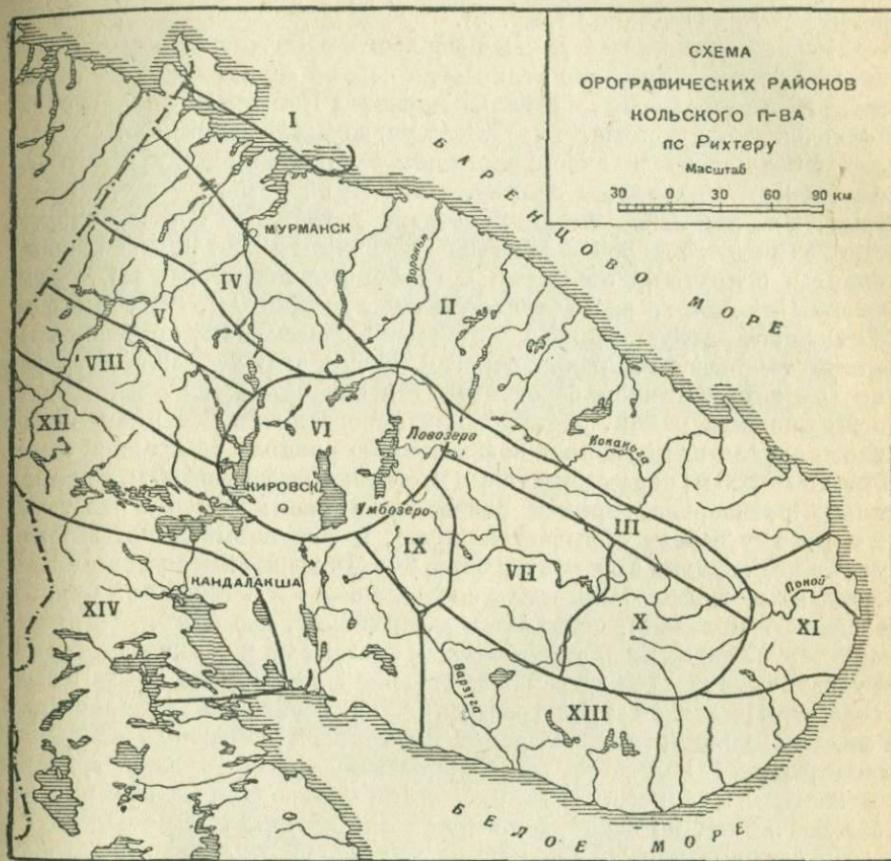


Рис. 3.

I — Северный окраинный район Рыбачьего и Среднего полуостровов и острова Кильдина.
II — Мурманский район. III — Район Кейв. IV — Кольский среднегорный район. V — Но-
тозерско-Кольская депрессия. VI — Хибинский Ловозерский массивы. VII — Централь-
ный болотный массив. VIII — Центральный горный массив. IX — Панские возвышенности.
X — Средне-Понойская возвышенность. XI — Терско-Понойский район. XII — Южно-
Кольская депрессия. XIII — Терский прибрежный район. XIV — Кандалакшский горный
район.

ных леса тундр. На юг и юго-запад от Имандры местность также высокая (свыше 500 м).

Рихтер рисует морфографию западной части полуострова такими чертами. В центральной зоне проходит гряда в СЗ направлении, превышающая 1000 м. К северу и к югу от этой гряды находятся широкие депрессии, сменяющиеся снова повышениями до 500—600 м.

Восточная часть полуострова имеет более спокойный рельеф волнистого плато, слагающегося из гряд, вытянутых на севере с СЗ на ЮВ, а на юге с ЮЗ на СВ. В центре между этими грядами находится обширная болотистая равнина, дающая начало главным рекам полуострова.

Всю территорию полуострова Рихтер делит на четырнадцать орографических районов (рис. 3).

Северный окраинный район Рыбачьего и Среднего полуостровов и острова Кильдина резко отличается как по геологическому строению, так и по рельефу от остальных частей Кольского полуострова. Район сложен древнепалеозойскими осадочными породами. От гранитогнейсового массива Кольского полуострова он отделяется глубоким сбросом Мотовского залива, который образовался в третичное время. Высоты Рыбачьего полуострова доходят до 273 м, а полуострова Среднего до 300 м. Возвышенные части имеют платообразный характер с крутыми обрывами и глубокими каньонами по краям. Остров Кильдин по рельефу сходен с полуостровами. Высота его до 280 м. Легко разрушающиеся песчаники и сланцы дают хорошо выраженные террасы по морским берегам. Кроме этих террас выветривания, на юго-восточном берегу имеется несколько морских террас.

Мурманский район. Прибрежная полоса вдоль Северного Ледовитого океана представляет возвышенную равнину со средней высотой в 150—200 м; наивысшие точки достигают высоты в 450 м. Равнина сильно расчленена, причем расчленение уменьшается к востоку. К морскому берегу обрывается круто, к югу повышается. Множество мелких впадин с озерами и болотами. Повышенные пункты имеют слаженные формы. Реки текут с юга на север и отличаются бурным течением в низовьях, спокойным в верховьях, где они часто протекают через озера. Весь район сложен гранитами и гранитогнейсами. Четвертичные породы встречаются только в глубоких долинах в виде отложений морской трансгрессии, а на берегах и водоразделах в виде небольшой толщи морены. На Терском побережье особенностю рельефа являются так называемые «рвы» — узкие грабены с отвесными склонами. Снега-перелетки образовали на склонах небольшие ниши, по форме напоминающие ледниковые кары.

На северо-западе район начинается Кольским заливом, который ограничен высокими скалистыми берегами высотою в 100—160 м и имеет глубину до 360 м. На высоте 80—100 м закругленные края обрывов переходят во въхолмленную равнину с отдельными куполообразными вершинами, с болотами и небольшими озерами, занимающими впадины. В окрестностях г. Мурманска Рамзеем отмечены четыре террасы на высоте 50 м, 65 м, 80 м и 125 м (Горелая тундра). Особенно отчетливо выражена терраса на высоте 80 м.

Береговые террасы можно наблюдать во многих ущельях, спускающихся к морю (Гаврилово, Рында, Харловка). В других местах наблюдаются береговые валы (Териберка, Подпахта). Все эти наблюдения свидетельствуют об отрицательном движении береговой линии.

К западу от Кольского залива берега скалисты и имеют высоту от 300 до 500 м, к востоку же поникаются до 150—100 м, причем

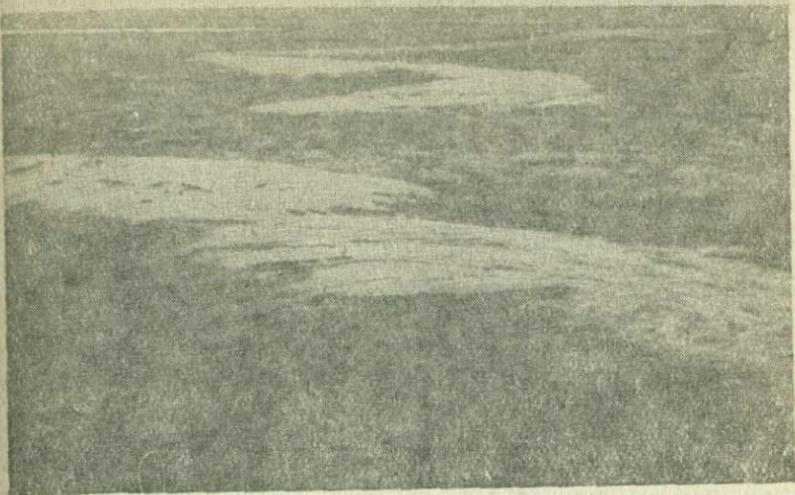


Фото К. К. Маркова.
Оз на тундре Кольского полуострова.



Фото Р. Ф. Генкера.
Формы ледниковой скульптуры в гранитах. Сев. берег Кольского п-ова
против о. Кильдина.

исчезают и фиорды. Внутренняя часть в бассейне Иоканги представляет невысокое плато (100—120 м) с разбросанными сопками, хребтами до 300—400 м высотою. Многочисленные озера спускают избыток своих вод в Ледовитый океан.

Так как простирание кряжей совпадает здесь с простиранием главнейших дислокаций, то рельеф области определяется тектоникой, которая не только наметила чередование кряжей и впадин, но и вызвала зигзагообразное строение речных долин. Сбросами Григорьев, объясняет и возникновение обширных и глубоких впадин, врезанных в скалистый грунт полуострова и сообщающихся с внешним миром только посредством более или менее узких речных долин. Сюда относятся: котловина Иокангского озера, громадная впадина среднего течения Пеноя, ряд впадин, обрамляющих Кейвы с юга, Святоносская губа, Лумбовский залив и другие. Эти впадины раньше были озерами, но впоследствии озера были спущены реками, которые иногда врезываются в дно древнего озера. К образованиям подобного рода Григорьев относит и обширную болотистую равнину с озером Вулявр, пересекаемую Пеноем.

По наблюдениям Григорьева, тектонические движения имели большее влияние на выработку рельефа восточной части полуострова, чем непосредственное действие льдов. Последнее сводилось только к сглаживанию скалистого грунта, к процессам послеледникового выветривания и к уносу продуктов межледникового выветривания. Только в приморской полосе встречаются долины, напоминающие троги. Подледниковое выветривание создало часто встречающиеся на различных уровнях очень плоские широкие впадины, служащие вместе с тем водами в виде мелких (до 1,5 м) озер с плоскими берегами и массой крупных валунов, поднимающихся над водой. Эрратические валуны, равно как и неокатанные глыбы, создают здесь многочисленные россыпи. Более глубокие (до 5 м), но небольшие (до 10 м) впадины-воронки, врезанные как в морену, так и в коренные породы, Григорьев согласно с Росбергом объясняет действием талых вод, низвергавшихся в трещины материкового льда.

Район Кейв. Северо-восточная часть полуострова была исследована в 1928 г. экспедицией А. А. Григорьева. Эта часть полуострова представляет возвышенность, достигающую высоты 200 м и круто обрывающуюся к морю. Возвышенность распадается на ряд более или менее параллельных кряжей, высота которых увеличивается по мере удаления от моря. Одним из кряжей является открытый Чильманом кряж Шуур-Урт, более резко очерченный на западе, где он достигает и наибольшей высоты — 390 м (200 м относительной высоты). Этот кряж у лопарей называется Кейвы, а название Шуур-Урт они применяют только к одному из массивов, на которые распадается кряж. Поверхность кряжа платообразная, по южному склону рассечена ущельями. Эти ущелья-рвы иногда пересекают гряду насквозь и расчленяют ее на отдельные участки. Гряда сложена слюдяно-дистеновыми и ставролитовыми сланцами, которые отделяются от гнейсов подножия сбросовыми линиями с многочисленными внедрениями

основной магмы. По происхождению гряду можно считать горстом. Во время оледенения она служила, вероятно, ледоразделом. В связи с большей высотой на западе кряж Кейвы играет здесь роль водораздела между реками северного склона и Пеноем, тогда как на востоке эта роль переходит к более северному кряжу.

Кольский среднегорный район. Расположен в западной части полуострова, которая делится на ряд параллельных полос (1, 2, 4, 5, 8, 12, 14 на карте, рис. 3). Данная полоса представляет чередование невысоких горных массивов, высотою в 400—500—650 м, с глубокими впадинами, заключающими озера и болота.



Хибинские горы, вид из г. Кировска на север.

Нотозерско-Кольская депрессия, расположенная к югу от предыдущего района, представляет цепь заболоченных холмистых низменностей, тянувшихся от озера Энаре на финляндской территории до Хибинского массива (6). Высота ее 50—150 м. Отроги северного и южного повышенных районов вдаются в депрессию мысами, суживая ее. Громадными болотистыми и озерными пространствами у северного подножия Хибинских и Ловозерских тундр эта низина протягивается до озера Ловозера.

Хибинский и Ловозерский массивы. Наиболее изученной частью полуострова является его гористая часть, расположенная в районе больших озер. Уже работы Рамзея (1890—1900 гг.) дали много ценных сведений о рельефе этой интересной области. Работы многочисленных экспедиций Ферсмана, начатые в 1920 г., окончательно сорвали покров таинственности, окутывавший Хибинские и Ловозерские тундры. Хибинские тундры занимают площадь в 1115 кв. км

и примыкают с запада к озеру Имандра, а с востока к Умбозеру. Ловозерские тундры занимают меньшую площадь — в 465 кв. км и расположены между Умбозером и Ловозером. Обе возвышенности представляют собою массивы, поднимающиеся на 1000 м среди плоской болотистой равнины с типичным ледниковым ландшафтом. Многочисленные озера, болота и торфяники перемежаются с невысокими «вараками», вытянутыми, главным образом, в СВ направлении и сложенными большей частью из валунного материала. Высота варак около 20—100 м над окружающей равниной, которая сама имеет абсолютную высоту 130—140 м (озеро Имандра 130 м, Ловозеро и Умбозеро 143 м). Оба массива как петрографически, так и орографически резко выделяются среди равнины, представляя собою каменную стену сплошными, мало выделяющимися вершинами. Наивысшие их части расположены в западной половине, а к востоку и юго-востоку высоты уменьшаются. Кроме того, в центральных частях восточных склонов имеются значительные понижения, которые придают массивам подковообразный вид. Нечто подобное наблюдается, повидимому, и на западном берегу озера Имандры между Монче- и Чуна-тундрой, но эти места еще мало изучены.

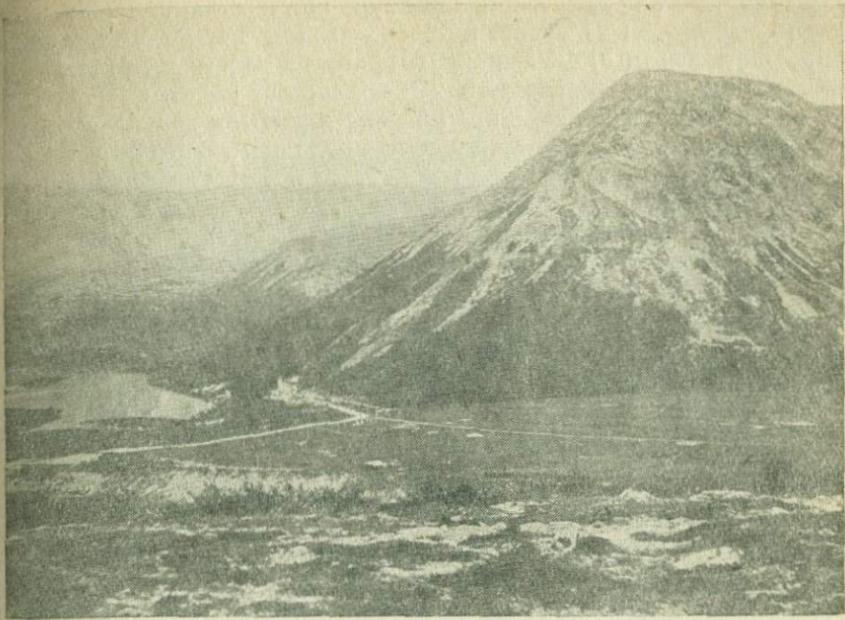
Орографическое строение Хибинских тундр, по Куплетскому, представляется в следующем виде.

Центральные массивы окружены периферическим кольцом горных групп, отделяясь от них глубокими и длинными долинами. Согласно исследований Куплетского, такое деление обусловлено и петрографическим составом горных пород. Краевые части сложены хибинитом (крупнозернистым нефелиновым сиенитом), центральная — мелко- и среднезернистыми нефелиновыми сиенитами более позднего происхождения.

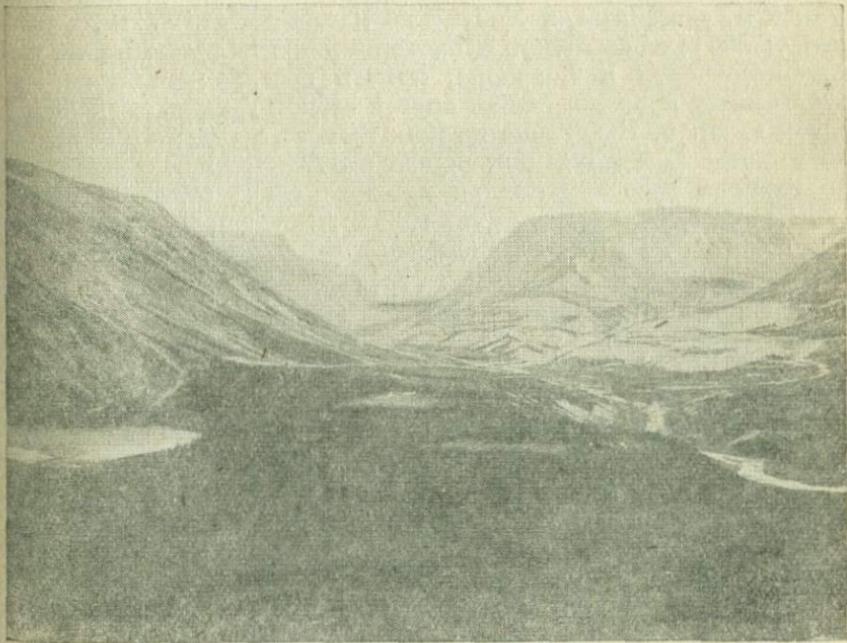
Ловозерские тундры или Луявурт обладают меньшей расчлененностью. Форма их вполне укладывается в схему открытой на восток подковы, внутренние части которой отвесными стенами падают к глубокой средней котловине, занятой озером Сейтьяvr (165 м над уровнем моря). В этом массиве нет резко выраженных горных групп, перевалы разработаны неглубоко. Самой высокой является северо-западная часть, состоящая из групп Аллуайв (1245 м) и Ангвудасчорр (1270 м).

Согласно исследований Рамзея, весь Луявурт сложен породой луявритом, который является особой гнейсовидной разностью нефелинового сиенита. Эта порода обнаруживает отличную пластовую отдельность. По мнению Рамзея, Луявурт и Уомбык являются частями одного лакколита, причем Луявурт подвергся опусканию относительно Уомбыка. Такое понимание вызвало возражение со стороны Куплетского, который считает оба массива самостоятельными лакколитами, так как по восточному краю Хибинских тундр имеется хорошо выраженная контактная зона. Луявурт, по мнению Куплетского, является более молодым образованием, чем восточные части Уомбыка.

Большая изученность Хибинских тундр позволяет подробнее остановиться на их рельефе.



Озеро М. Будыл'ер, Кольская база Академии Наук.



Долина Кукиссеум в Хибинских горах, вид с юга.

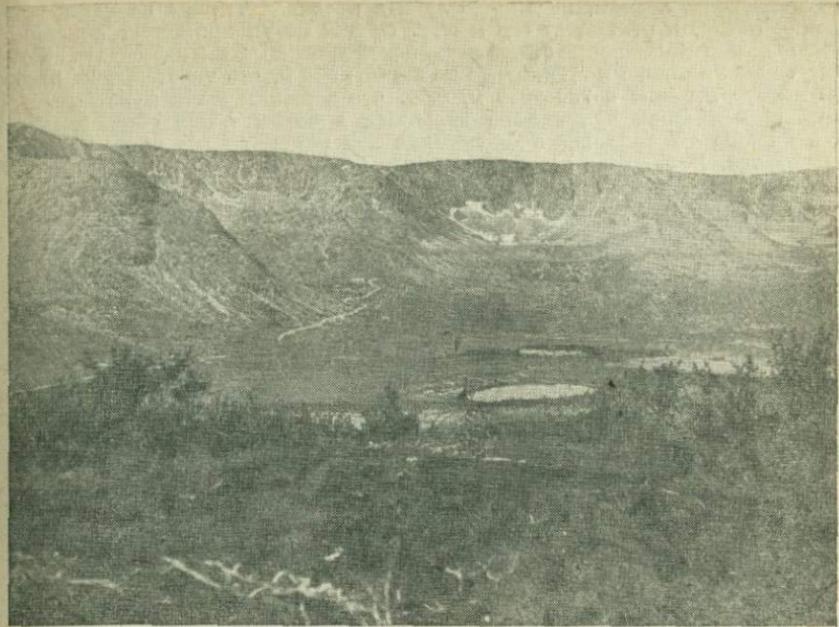
Современный рельеф Хибинских тундр определяется следующими пятью факторами: 1) свойствами слагающих пород, 2) тектоническими процессами, 3) оледенением и работой ледников, 4) морозным выветриванием, 5) эрозионной деятельностью воды.

Горные породы Хибинского массива являются результатом магматической интрузии, которая и обусловила общую его форму в виде шарового сегмента, несколько вытянутого в широтном направлении и приподнятого на 1000 м.

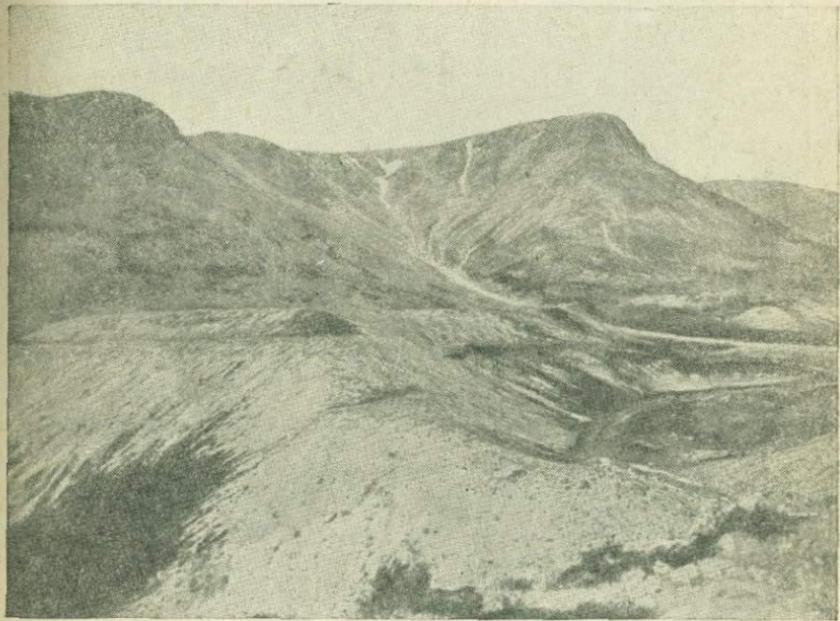
Пластовая отдельность горных пород является, по мнению Куплетского, причиной платообразной формы вершин у большинства Хибинских гор, так как выветривание породы идет параллельно отдельности. Думается, что платообразная форма вершин легко объясняется происхождением общей формы массива как лакколита и, кроме того, характерной особенностью морозного выветривания, разрушающего породу всегда параллельно поверхности. Это подтверждается и указанием Куплетского на то, что во многих центральных пунктах Хибинских и Ловозерских тундр наблюдается пластовая отдельность, параллельная склонам долин. Он видит в этом указание на то, что направление долин определилось еще в период образования Умбытыка. Если принять во внимание вышеупомянутую особенность морозного выветривания, то нет надобности в таком допущении.

Тектонические явления отражаются на рельефе появлением целого ряда трещин и разломов, преобладающие направления которых север—юг и восток—запад. О главных разломах на месте крупных озерных бассейнов уже было сказано выше. Меридиональная долина Кукисвум, рассекающая Хибинский массив на две части, в основе своей также тектонического происхождения. Ряд трещин сечет плато Айкуайвентчорра и Ловчорра, причем нередко расселина одной группы имеет продолжение на другой горной группе, отделенной от первой долиной. Некоторые из этих трещин, расширенные впоследствии процессами денудации, служат в настоящее время перевалами. Такого рода перевалы-ущелья имеют высокие отвесные стены и неровное дно, образующее ряд впадин, отделенных барьерами из глыб высотою до 10 м; впадины часто заполнены снегом.

Взгляды различных исследователей на характер оледенения несколько расходятся. Кудрявцев в 1883 г. допускал существование двух ледниковых потоков: с севера на юг и с запада на восток. Рамзей в 1898 г. принимал две стадии оледенения и три эпохи морских трансгрессий. Он допускал также и местное оледенение. От первого оледенения сохранилось очень мало следов (полуостров Варангер, Рыбачий, остров Кильдин, между Териберкой и Варзугой по береговой полосе), так как они были стерты последующими оледенениями. После первого оледенения Кольский полуостров подвергался морской бореальной трансгрессии, следы которой можно наблюдать в тех же местах, так как они не покрывались льдами второго оледенения. На Рыбачьем полуострове волноприбойные знаки находятся на высоте 90—100 м, на острове Кильдине — 95 м, по берегам — от 52 до 65 м. Последовавшее затем охлаждение климата вызвало второе оледенение, имевшее, однако, меньшие размеры. Сначала образовались фирнглетчеры на отдельных горных группах, которые спускались по радиусам во все стороны. Надвинувшийся из Фенно-Скандинии большой ледник перехватывал их, отклоняя к Белому морю и к Мурманскому берегу. По мере нарастания большого ледника движение стало широтным и льды ползли поперец полуострова к Северному Ледовитому океану. Затем надвигается Уральско-

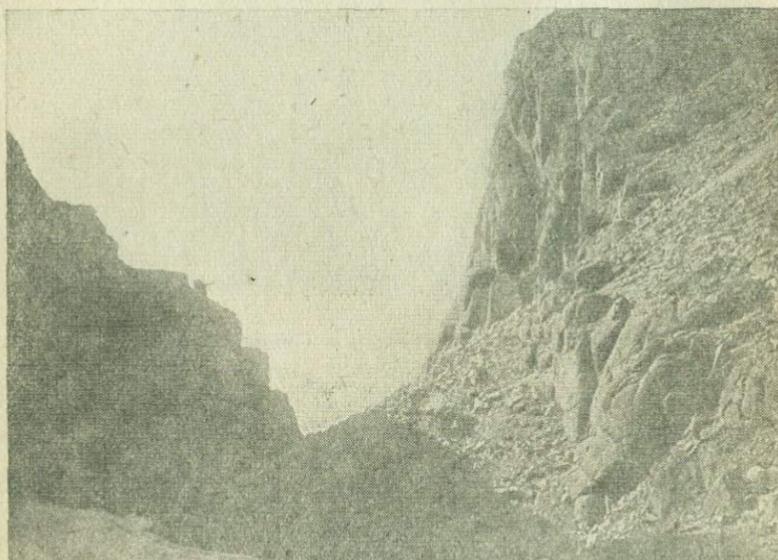


Кары над оз. М. Вудъяэр в Хибинских горах.



Моренные отложения в долине р. Поач-иок в Хибинских горах.

Новоземельский ледник, надавливающий в пределах Тимана на фенносканди-
навский поток, и отклоняет его к югу. Общий поток принимает направление
на юго-восток. Более ясные следы ледниковой эрозии можно наблюдать на отвес-
ных утесах Уомбытыка и Луяврурта до высоты 600 м, что указывает на предель-
ную высоту ледника в 700—800 м, т. е. что вершины были пунатаками. На-
ходки арратических валунов на вершинах высоких тундр свидетельствуют,
что во время максимального оледенения лед покрывал все наивысшие точки
полуострова. Вследствие этого и вершины получили слаженную форму. Тер-
расы склонов, оставшиеся от периода убывания ледникового покрова, нахо-
дятся на различных уровнях (от 200 м до 450 м). Поэтому можно предполагать,
что они образованы небольшими озерами, подпружеными ледниками. В конце
второго оледенения Колпский полуостров вновь опускается под уровень моря,
подвергаясь позднеледниковой морской трансгрессии. Следы этой трансгрес-



Ущелье Рамзэя в Хибинских тундрах.

ции дали возможность построить изобазы поднятия, которые поднимаются от
уровня моря на восточном берегу до 150 м в западной части Кандалакшского
залива, указывая на увеличение градиента вглубь материка.

Григорьев указывает даже на следы опусканий в районе Иоканги в северо-
восточной части полуострова. Устье этой реки и соответствующая ему губа
имеют характер типичного эстуария. О том же говорит и широкая (до 2 км)
скалистая abrasionная платформа, обнажающаяся во время отлива в южной
части Святоносской губы. Поэтому Григорьев считает, что северо-восточная
часть полуострова, по отношению к центру оледенения является перифериче-
ской, иными словами, поднятия здесь не совпадали с поднятиями западной части.

По Рамзэю, наивысшие границы моря отмечены у Кандалакши между
горами Крестовой и Глядень в виде вала на высоте 145 м, севернее Крестовой
горы, в котловинообразной долине между горами Крестовой, Средней и Уголь-
ной в виде волноприбойных знаков на высоте от 163 м до 200 м, у Зашейки на
Сырой тундре в виде волноприбойных знаков на высоте 197 м, на Уомбытыке,
западнее р. Лутнермайока в виде береговых валов на высоте 229 м, там же
к северу на высоте 233 м. Из них к последней трансгрессии Рамзэй относит
только знаки у Кандалакши, а знаки более высокие считает принадлежащими

запруженным озерам. Рихтер полагает, однако, что высокое положение волноприбойных следов на склонах Хибин объясняется более значительным поднятием Хибинского района. Егоров утверждает, что Баренцево море даже соединялось с Белым через низину озера Имандра (данные диатомового анализа). В послеледниковое время была еще третья трансгрессия меньшей амплитуды. Таннер сводит все явления к одному оледенению и ряду послеледниковых трансгрессий. Во всяком случае оледенение Хибинских тундр не подлежит сомнению. Окатанные валуны гранита, кварца, находимые на склонах и вершинах до высоты в 1000 м, свидетельствуют о том, что они были занесены с запада, так как таких пород в Хибинских тундрах нет. Наоборот, валуны хибинских и луявуртских пород встречены далеко на восток и юго-восток от этих гор. По мере таяния ледника отдельные вершины, освобождаясь от ледяного покрова, становились цунатаками и, разрушаясь от морозного выветривания, давали материал для образования террас по склонам долин и возвышенностей. Так, на юго-западном склоне Уомбытыка у бухты Энеман Рамзей отмечает три террасы на высоте 220 м, 315 м и 360 м. Положение этих террас определяет высоту нижнего края ледника в период его таяния. Вдоль южных и юго-восточных склонов Хибинских и Ловозерских тундр можно наблюдать ряд высоких холмов из моренного материала, которые вытягиваются параллельно очертаниям массива, образуя ряд валов с озерами в промежутках между валами.

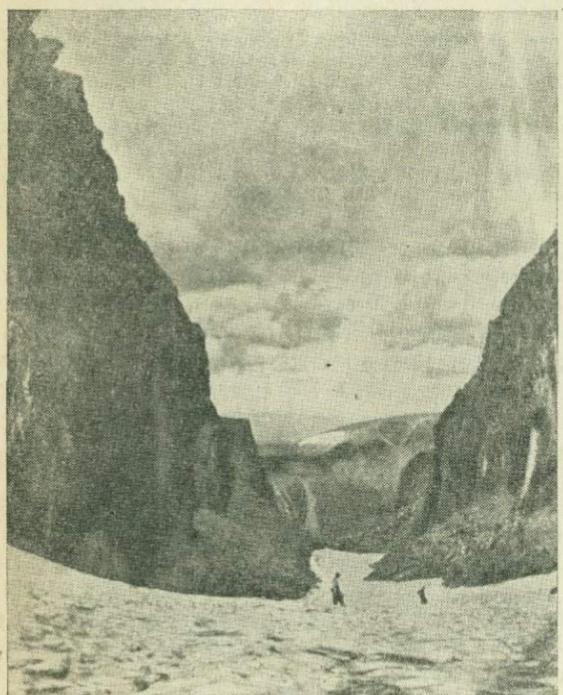
Следы местного оледенения обнаруживаются в виде боковых морен, которые тянутся по берегам некоторых рек и озер. С своеобразный рельеф слагается, по описанию Куплетского, на южных склонах Суолуайва (по левому берегу р. Майвалты). Он выражается многочисленными впадинами, ямами, котловинами, грудами камней и неправильными скоплениями моренного материала. Такого рода рельеф вырабатывается здесь действием подземных вод и карстового процесса в условиях вечной мерзлоты на фоне ледникового ландшафта.

Все большие долины не только замыкаются резко выраженными конечными моренами, но и пересечены поперечными моренами, расположенным посередине и в верховьях долин. Моренные валы достигают высоты 20 м. Продольный и поперечный профили долин, имеющих иногда типичную форму трога, свидетельствуют также о ледниковой работе. Громадные цирки, замыкающие долины, служат доказательством местного оледенения.

Выше было указано, что на формах, выработанных раньше, идет современная разработка рельефа, направляемая различными агентами. Среди этих агентов совершенно исключительное место занимает морозное выветривание благодаря высоте местности и положению ее за полярным кругом. Если просмотреть высоты отдельных горных групп, то мы заметим, что они очень незначительно отличаются одна от другой. Это явление, подмеченное во многих высокогорных странах, здесь особенно резко бросается в глаза, так как страна сравнительно невысокая. Возможно, что мы здесь имеем дело с так называемым верхним уровнем денудации, существование которого обусловливается работой мороза. Чем выше вершина, тем быстрее она разрушается. Поэтому-то вершины тут и являются столовыми площадями, покрытыми продуктами разрушения в виде так называемых каменных морей. По окраинам вершин эти хаотические скопления глыб и камней начинают смешаться вниз по уклону путем обвалов или медленного сползания. Мало-помалу образуется

курум — каменный поток, постепенно перемещающийся вниз по мощью проточной воды или помощью мороза при содействии силы тяжести. Если сползающий курум сопровождается водяным потоком, то у нижнего конца курума образуется щебневый конус выноса, иногда очень больших размеров. Вода обычно течет по наносам, выбиваясь на поверхность только внизу. Конус выноса на крутых склонах образует подвижную осыпь, медленно сползающую по уклону. Такие курумы и движущиеся осыпи во множестве встречаются в Хибинских тундрах и составляют отчетливую черту морозного ландшафта. Серыми безжизненными лентами и полосами стелются они по склонам долин от вершины до дна, прорезая лесные и кустарниковые заросли и причиняя невероятные трудности для путешественника.

На крутых склонах продукты морозного выветривания недерживаются и сваливаются вниз, так что крутизна склонов сохраняется. Поэтому мороз является единственным агентом денудации, способным создавать вертикальные склоны. Этим объясняется громадное развитие каров и цирков в Хибинских и Ловозерских тундрах. Среди цир-

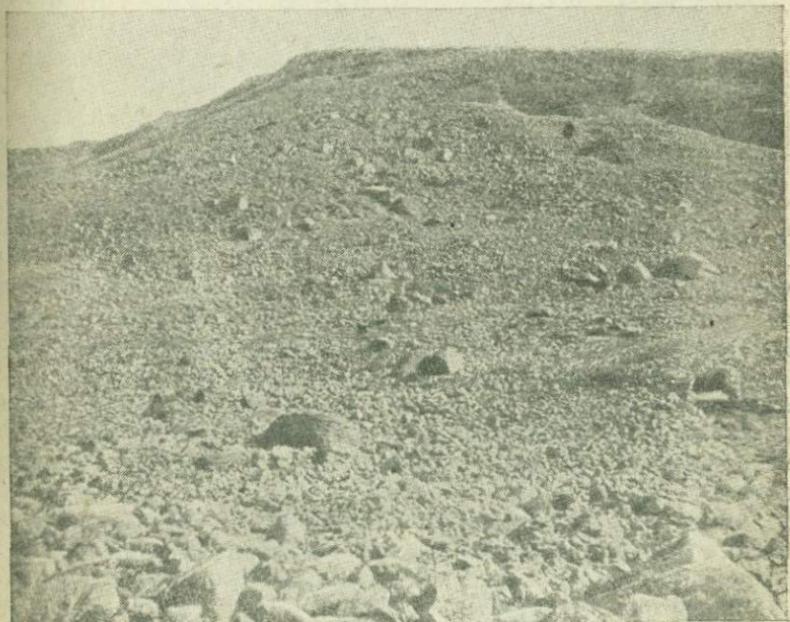


Ущелье Снежского цирка в Хибинских горах.

ков можно наметить две группы: 1) цирки обособленные и 2) цирки, замыкающие долины. Цирки первого типа имеют обычно форму громадного кресла, глубиною до 500—600 м, с вертикальными стенами и горизонтальным, хотя и неровным дном. Весьма часто у выхода из цирка имеется моренный вал, за которым внутри цирка обычно расположена впадина, занятая озером скристально чистой водой голубого цвета. Цирки второго типа замыкают долины. Они обычно сложные, т. е. состоят из нескольких цирков, образующих амфитеатр, и производят впечатление большей зрелости, так как стены их уже становятся кое-где доступными и местами образуют седловины-перевалы.



Внутренность кара на левом склоне долины р. Лутнрмайок
в Хибинских горах.



Левый склон долины р. Лутнрмайок в Хибинских горах.
Верховье долины.

Наряду с морозным выветриванием идет эрозия проточных вод, работа которых создает существенные формы рельефа — долины. В речной сети Умбтыка можно выделить две группы рек и долин. Основная группа имеет водоразделом горные массивы вдоль долины Кукисвум. Отсюда расходятся на запад и на восток главнейшие реки, которые почти всегда являются стоками озер, лежащих на перевалах. Долины этих рек всегда хорошо разработаны и в поперечном профиле являются широкими U-образными долинами. Вторая группа рек представлена многочисленными речками и ручьями,



Долина р. Лутнеришайок в Хибинских горах. Вид вниз по долине.

которые стекают со всех склонов по ложбинам и логам. Они образуют притоки рек основной сети, если стекают с внутренних склонов. Речки внешних склонов текут в глубоких долинах и, выходя на равнину за пределы гор, или впадают в большие озера или теряются в болотах. Их поперечный профиль V-образный. В связи с этим реки второстепенной сети являются сравнительно молодыми, возникшими после оледенения. Речки же главной сети образовались еще до оледенения.

Долины Луявурта являются глубокими ущельями с моренными отложениями на дне и своеобразным ландшафтом карстового типа, о котором упоминалось выше. Усиленный смыв ведет к образованию дельт и засыпанию озерных котловин.

Центральный болотный массив. Занимает центральную часть полуострова, где берут начало Поной, Варзуга, Воронья. Высота района 130—160 м. Множество болот и озер. Реки обладают

извилистым течением. Изредка встречаются массивы до 150—200 м относительной высоты. Водораздельные пространства Ловозера и Поноя весною сплошь заливаются водой, над которой поднимаются в виде островов песчаные кряжики с сосновым лесом. Равнина пересечена каменистыми грядами, поднимающимися прямо из болот на значительную высоту (до 173 м). Хорошо сохранившиеся на них береговые знаки свидетельствуют о том, что во время ледникового периода здесь находился крупный бассейн.

Центральный горный массив. Расположен к югу от района № 5. Составляет продолжение отрогов скандинавского хребта, проходящего в Финляндии южнее озера Энаре. Ряд массивов, вытянутых или с С на Ю или с СЗ на ЮВ. На советскую территорию эта цепь массивов переходит в районе Нотозера и тянется до низины озера Имандра. Сюда входят высокие тундры Рослимтунтури, Тудаш-Сиуалатальди, Вуюем (Сальная), Набдес (Волчья), Монче, Чуна, Нявка. На этих массивах кое-где сохранились следы местного оледенения в виде конечных морен и цирков (Монче-тундра). Вершина Чуна-тундры Эбрджорр превышает 1100 м. На склонах ее лежат пятна вечного снега. Вершины покрыты россыпями остроугольных глыб. Характерной формой рельефа являются так называемые лаги. Лагом лопари называют широкую плоскую нишу, расположенную выше границы лесной растительности и представляющую как бы громадных размеров ледниковый цирк со сплошными склонами. Поперечник лагов может достигать 3—4 км. Они встречаются преимущественно на западных склонах. Тут же распространены террасовые уступы, сходные с нагорными террасами. Сложены массивы интрузиями основной магмы (габбро-нориты, габбро-диабазы и др.).

Панские возвышенности. Расположены к ЮВ от Ловозерского массива. Представляют горные группы, возвышающиеся среди болот (гора Каменник, 750 м). Формы возвышеностей округленные, но склоны их круты, иногда с террасами. В общем местность имеет холмистый характер, причем холмы нередко вытянуты в виде кряжей в ВСВ направлении и возвышаются над болотами на десятки метров (Палисарские горы — 140 м относительной высоты). Сложены холмы и гряды отчасти коренными породами, отчасти мореной. Здесь проходит водораздел Поноя, Варзуги и Умбы.

Среднепонойская возвышенность. Расположена по среднему Поною. Распадается на широкие плоские возвышенности, высотою до 250—300 м, с пологими склонами. Простирание возвышенностей к северу от Поноя ЮВ, к югу от реки СВ. На востоке они сливаются в холмистое плато. На юге составляют водораздел Поноя и рек Терского берега. Весь район совершенно лишен ледниковых отложений. Коренные породы прикрыты только продуктами выветривания. Отсутствие здесь ледниковых отложений А. А. Григорьев объясняет тем, что во время оледенения здесь находился пласт мертвого льда. Подвижный лед обтекал этот пласт по сторонам и оставлял там свои осадки. Долина Поноя представляет цепь четкообразных расширений и узких теснин. В связи с неизменным поднятием страны продольный профиль крупных рек характеризуется крутым падением в низовьях,

а профиль мелких рек имеет ступенчатый характер. Устьевые части крупных рек представляют собою узкие каньоны. Долины небольших рек внутри страны поражают несомненно большой шириной, являющейся результатом деятельности древних ледниковых потоков.

Терско-Понойский район. Охватывает Терский берег по обе стороны от низовий Поноя. Местность представляет плато, высотою в 100—150 м, с крутыми склонами на север. Образовалось от слияния возвышеностей, переходящих сюда из районов № 2, 3 и 10. В плато глубоким каньоном врезаны долина нижнего Поноя и низовья его притоков. Верхние участки притоков расположены на поверхности плато без выраженной долины. Долина Поноя складывается из участков меридионального и широтного простирания и имеет ясно выраженный тектонический характер. Близ побережья число таких долин-трещин увеличивается, и плато рассекается ими на участки. Маломощный мореный покров встречается повсеместно, много песчаных холмов и гряд.

На основании своих наблюдений А. А. Григорьев описывает историю развития рельефа такими чертами. Размеры страны в начале и в середине третичного периода были гораздо больше. Поверхность ее представляла пепелище, сложенный кристаллическими породами. Дислокации конца третичного периода не только обрезали полуостров со всех сторон, придав ему современные очертания, но и расчленили страну на ряд горстов и грабенов. Последние были заполнены водою и превратились в озера. Речная сеть, придерживавшаяся и ранее тектонических линий, стала приспособляться к новым, поскольку они не совпадали с прежними. Процесс оледенения создал сложную террасированность склонов, ступенчатые профили малых рек и выпуклые профили нижних течений у крупных рек. Исчезновение ледников дало большое количество воды, усилившее эрозионные процессы. В результате получились очень широкие долины, образовались новые, возникли благоприятные условия для скрдывания русел. Впоследствии крупные озера были спущены через глубокие ущелья стока. Вместо них возникло множество новых, более мелких, приуроченных к наиболее глубоким участкам дна древних озер, равно как и образовавшихся из старых и от заполнения плоских подледниковых впадин. В настоящее время идет процесс превращения озер в торфяники.

Южнокольская депрессия. Протягивается от государственной границы через южную часть оз. Имандр до Кандалакшского берега. Отличается громадным количеством озер и болот. В западной части впадины и гряды имеют ЮВ направление. Высота равнины 100—120 м, но в восточной части встречаются возвышенности до 250 м. Сильно развиты аккумулятивные ледниковые образования в виде озев, друмлинов и конечных морен. Озера являются, повидимому, остатками крупных бассейнов. Много торфяников.

Терский прибрежный район. Тянется вдоль Терского берега. Поверхность представляет равнину, поднимающуюся от моря ступенями до высоты в 150 м. На поверхности ступеней встречаются моренные гряды и холмы широтного простирания. Реки имеют ломанный продольный профиль, с порогами на уступах ступеней. Цепь гряд, идущих параллельно морскому берегу через низовья Варзуги, верховья Кицы, среднее течение Стрельны, Чапомы и Пулонги до Бабозера, носит название Терских Кейв. Высота ее 100—150 м на

западе и 250—280 м на востоке. Сложена она мореной, залегающей, повидимому, на кристаллической основе. Вторая цепь моренных гряд и холмов расположена севернее, в верховьях Варзуги и Стрельны. Введенский считает эти моренные гряды продолжением финских Сальпаусельке. Конечные морены последнего оледенения представляют собою возвышенности до 200 м абсолютной высоты, круто обрывающиеся к югу. Морены сложены красновато-желтым валунным песком, среди которого много котловин выдувания. С южной стороны конечной морены находится много мелких гряд и каменистых грив, образующих сложную ячеистую сеть, во впадинах которой залегает торф. Некоторые из впадин превратились в озера. Конечноморенная гряда называется у местного населения сельга, кейва, пылас, масельга.

Конечные морены более раннего оледенения развиты слабее (Малая кейва). Это — грядообразные разрозненные возвышенности высотою в 130—156 м (40 м относительной высоты).

В долине р. Варзуги Рихтер насчитывает 11 террас. Высоты этих террас хорошо совпадают с высотами террас на берегах Кандалакшского залива и на р. Ниве, что говорит за то, что мы имеем здесь дело с последствиями эвстатических колебаний уровня Белого моря. Эти изменения уровня моря могли быть вызваны запруживанием горла Белого моря льдами. Введенский считает террасы Белого моря результатом изостатических поднятий. По его наблюдениям по долинам рек они продолжаются в виде речных террас (по Варзуге и Стрельне — три террасы). На склонах камовых холмов можно отметить до пяти террасовых ступеней, образованных постепенно спадавшими ледниками бассейнами.

Кандалакшский горный район. Рельеф средних гор, сильно расчлененный; высота в среднем 400 м, но отдельные вершины доходят до 700 м. Формы возвышенностей округленные. Формирование рельефа обязано, главным образом, дислокациям. Ими обусловлено расположение как глубоких долин и озерных впадин, так и возвышенностей. Преобладают направления ВЮВ и меридиональное. Разломы были заполнены ледниками и моренными наносами (р. Нива) и в современном рельефе почти не сказываются. По мере приближения к Кандалакшской губе местность становится выше, берега делаются изрезанными и высокими. Так, на полуострове Турыа берег имеет высоту 152 м, у Умбы — 80—100 м, местами к берегу подходит Кандалакшские горы в 150—200 м высотою; высшая точка их — Железная тундра — около г. Кандалакши достигает 560 м. Несмотря на небольшую высоту, в горах района Кандалакши встречаются кары и другие ледниковые формы, свидетельствующие о наличии здесь в прошлом небольших ледников.

ЛИТЕРАТУРА

1. Введенский Л. Рельеф южной части Кольского полуострова. ИГО, 66, в. 6. Л. 1934.
2. Гладцин И. Н. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. Тр. Инст. по изуч. Севера, 39. Л. 1928.
3. Григорьев А. А. Материалы к физической географии северо-восточной части

Кольского полуострова. ТСОПС, сер. Кольская, вып. 4. Л. 1932. 4. Егоров С. Ф. Рельеф и наносы восточного побережья Б. Имандры. ТГИ, 1. Л. 1931. 5. Егоров С. Ф. О древних абразионных террасах в бассейне Имандры и реки Колы. ТИГ, 19. М. 1936. 6. Куплетский Б. М. Географический очерк, рельеф и гидрография Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Инст. по изуч. Севера, 39. Л. 1928. 7. Куплетский Б. М. и Полканов А. А. Геологический очерк Хибинского массива. Первый Всесоюзный Геологический Съезд, Путеводитель геологических экскурсий. Издр. 1922, 8. Куплетский Б. М. Геоморфология и геология Кольского полуострова. Сборник «Полезные ископ. Лигн. обл. и Карельской АССР», ч. I, Л. 1933. 9. Куплетский Б. М. и Воробьев А. С. А. Геолого-петрографические наблюдения на центральном водоразделе Кольского полуострова летом 1928 г. ТЛОЕ, 60, в. 4. Л. 1930. 10. Полканов А. А. Предварительный отчет о работах 1923 г. в северо-восточной четверти 36-го листа 10-верстной геологической карты Европейской России. ИГК, 43, № 7, Л. 1924. 11. Пэк А. В. К изучению тектоники Хибинского массива. Сборник «За Полярным кругом». ТСОПС. Л. 1932. 12. Ramsay W. Geologische Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia, 3, № 7, Hels. 1890. 13. Ramsay W. Über die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola im der Quartärzeit. Fennia, 46, № 1, Hels. 1900. 14. Рихтер Г. Д. К вопросу о происхождении рельефа района Б. Имандры. Сборник Геогр.-эконом. инст. за 1926 г. Л. 1926. 15. Рихтер Г. Д. Орографические районы Кольского полуострова. ТИГ, 19. М. 1936. 16. Рихтер Г. Д. Результаты геоморфологической рекогносцировки в бассейнах рр. Варауги и Поноя. ТИГ, 19. М. 1936. 17. Rosberg J. E. Studien über Talbildung im finischen Lappland und dessen Umgebung. Fennia, 24, № 4, 1907—1908.

2. СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ОБЛАСТЬ СЕЛЬГ

Эта область простирается от Кандалакшского залива и государственной границы до последних выходов гранита на юге и востоке. Южная граница проходит несколько южнее Петрозаводска, затем по р. Водле. Восточная граница идет от этой реки к северу по водоразделу между р. Онегой и Онежским озером. В административном отношении эта область целиком входит в пределы Карельской автономной республики.

Основанием для выделения этой области служит повсеместное распространение здесь кристаллических пород, обусловивших рельеф.

Породы, слагающие область, имеют протерозойский или палеозойский возраст (граниты, гнейсы, сланцы, кварциты, конгломераты). Поверхностные образования представлены глинами, песками и ленточными глинами. К северу от Петрозаводска находится область развития древних диабазовых пород. На острове Сусары и на побережье вблизи него сохранились следы древней вулканической деятельности (шаровые лавы). Кое-где выступают породы позднейшего происхождения (например, к западу от Сегозера выходы нижнего девона).

Все коренные породы сильно дислоцированы, причем смятия, изогнутия, сложная и разнообразная трещиноватость свидетельствуют о том, что тектонические движения были сложны, разновременны и интенсивны. По Д. В. Соколову, чаще всего наблюдаются два тектонических направления: СЗ и СВ. Первое направление имело решающее значение при выработке рельефа страны, так как каменные гряды ориентированы в том же направлении. Второе направление возникло, повидимому, позже.

Наибольшие высоты находятся на севере у озера Пяво, доходя до 600—650 м. Средняя высота области колеблется около 200 м, причем отдельные точки достигают 300 м. В восточной части, где проходит гряда так называемого «Ветреного пояса» (к востоку от Выгозера), высоты также значительны.

Рельеф страны определяется наличием продольных гряд, которые вытянуты в северной части с ЗСЗ на ВЮВ, а в южной с СЗ на ЮВ. Тимофеев указывает, что среди орографических элементов господствует СЗ направление, иногда переходящее в меридиональное. В северных частях начинают преобладать формы, ориентированные широтно (озера Кальзеро, Куйто, Кукас и др.).

Входящий в состав области Онего-Беломорский перешеек является горстом, ограниченным с севера грабеном Онежской губы Белого моря, с юга грабеном Онежского озера. Тектоника обусловила СЗ направление орографических элементов (мысы, вараки, гряды, повороты рек). Это объясняется тем, что процессы денудации идут по трещинам и жилам СЗ простирации.

Характерную особенность края составляют многочисленные озера, которые на севере имеют эллиптическую лопастную форму, а на юге неправильную, извилистую, напоминающую форму финляндских озер. Озера вытянуты по тому же направлению, что и моренные гряды, часто соединяются между собою протоками и усеяны иногда бесчисленным количеством скалистых островов.

Узкие озера особенно развиты к северу от Онежского озера. Длина озер во много раз превосходит их ширину. Так, система озер Укшозеро, Кончозеро и Пертозеро имеют в ширину не более 2—3 км при длине в 40 км. Многочисленные заливы Онежского озера также узки и длинны, также тянутся параллельно продольным моренам и представляют, в сущности, ряды слившихся озер. Это глубокие узкие ложбины, имеющие в длину несколько километров и только 1 км в ширину, которая остается почти постоянной.

Как впадина Онежского озера, так и его фьорды и окрестные озера занимают тектонические впадины, образовавшиеся вследствие многочисленных сбросов. Наибольшие глубины озера доходят до 130 м, т. е. на 100 м ниже уровня моря. Заливы озера имеют также значительную глубину, ограничены с боков высокими скалистыми, круто падающими в воду берегами. Продолжением этих заливов часто является подводное понижение на дне озера (Лижемская губа) и ясно выраженная долина на суше, иногда с цепью озер, вытянутых в одном направлении. Так, например, продолжением Петрозаводской губы являются Кончозеро и Пертозеро, связанные одной тектонической линией.

Северные берега Ладожского озера также изрезаны узкими заливами, но заливы эти не имеют такой длины, как у Онежского.

Юго-восточная часть области включает северное побережье озер Ладожского и Онежского и прилегающие к ним окрестности. По Тимофееву, оба озера соединялись когда-то проливом в северной части по долине р. Шуи, через систему озер Сямозеро и Сондозеро. По мере поднятия водораздела озера постепенно разъединялись.

Воды, скопившиеся в южной части Онежского озера, прорвались, наконец, в Ладожское, образовав реку Свири.

Вопрос о соединении этих озер между собою является частью вопроса о существовании Балтийско-Беломорского пролива. Вопрос этот находится в стадии разрешения и вызывает горячие споры. Впервые мысль о соединении Белого моря с Балтийским была высказана в 1861 г. Ловеном, исходившим из сходства фауны моллюсков, некоторых ракообразных и рыб, живущих в Балтике и в Северном Ледовитом океане, но отсутствующих в Атлантическом океане. Поэтому Ловен сделал предположение, что эта фауна могла попасть в Балтийское море через пролив, находившийся в области Белого моря, Онежского и Ладожского озер. Открытие морских реликтов в Сегозере, Выгозере, Ладожском и Онежском озерах подтверждало эту мысль. Однако, Гейки и Ф. Шмидт выдвинули возражения против этой мысли, указывая, что в области предполагаемого пролива нигде не были найдены ископаемые моллюски. Кроме того, и строение местности не допускало, по мнению Шмидта, соединения морей. Рамзей, собравший большой материал по расположению береговых линий в Карелии, пришел к убеждению, что существовало несколько проливов между Белым морем и Онежским озером и один пролив по Свири между Онежским озером и Балтийским морем (через Ладожское озеро-залив). Впоследствии Рамзей отказался, однако, от этих мнений и стал отрицать существование пролива. Отрицают его также Сауром, Таннер, Седергольм и Марков. Последний указывает, что водораздел на Онего-Ладожском перешейке лежал выше уровня Иольдиевого моря, поэтому соединения быть не могло.

С. А. Яковлев, отстаивая мысль о существовании пролива, отмечает, что Дьяконова-Савельева в позднейших своих работах установила более высокий уровень Иольдиевого моря, а вместе с тем подтвердила и существование соединения между Белым морем и Онежским озером. Исследования Землякова и Савельевой-Дьяконовой обнаружили ряд террас у Медвежегорска и в окрестностях Повенца на высоте от 44 м до 95 м. Террасы далеко уходят от озера, образуя широкие площади с разбросанными кое-где блюдцами озер.

Тимофеев дает для террас западного берега высоты 50, 40 и 35 м. Последняя терраса к югу уходит под воду. Земляков относит время ее образования к каменному веку.

Эти наблюдения, равно как и более ранние наблюдения Иностранцева и Рамзея, позволяют предположить, что во время отмирания ледника здесь был пресноводный бассейн, в котором отлагались ленточные глины. При дальнейшем отмирании ледника воды этого бассейна получили сток к морю, уровень его сравнялся с уровнем моря и образовалось Иольдиево море, соединившееся с Белым. Это подтверждается ясными следами перемывания отложений: сортировкой, выносом мелкозема, препарировкой валунов.

Последующие наблюдения различных авторов, по мнению Яковleva, твердо установили существование ряда проливов, из которых более точно установлены два: к северу от Медвежегорска и Сегозера, к северу от Повенца к Выгозеру. Пролив между Ладожским озером и Онежским Яковлев проводит через депрессию бассейна р. Шуи, где лежат озера Сямозеро, Сондозеро, Тулмозеро, а также по долине Свири. Геоморфологические доказательства подтверждаются также находками морских диатомей.

Марков считает все эти доказательства неубедительными, указывая, что находки морских диатомовых могут быть объяснены наличием заливов по обе стороны водораздела, который, однако, морем не покрывался.

Реки, являющиеся стоками для озер, изобилуют порогами и водопадами. Если реки идут через понижения, то они образуют широкие долины с поймами (Шуя, Кемь, Выг). Если же они перекатываются через гнейсовые уступы, то образуют водоскаты, водопады и пороги. Из водопадов наиболее известны Кивач — 9 м, Порпорог — 18 м, Гирвас — 10 м на реке Суне, Бугма на р. Кумсе, Надвоицкие падуны на реке Северный Выг и другие. Между порогами реки разливаются в широкие плеса-озера. Иностранцев отмечает для р. Север-

ный Выг зависимость ее от простирания пород. Река течет ровно и спокойно, если ее направление совпадает с простиранием пород, и образует пороги, если течет вкrest простирания. В связи с проведением Балтийско-Беломорского канала здесь произошли большие изменения. Так как уровень реки Выг поднялся вследствие шлюзования, все пороги и водопады исчезли. Точно также исчезли и многочисленные острова на озере Выг.

Многочисленные сфагновые болота составляют также характерную форму рельефа, причем передко выходы гнейсов образуют в них нечто вроде островов. Иностранцев указывает, что болота и озера чередуются с кряжами или сельгами. Сельги бывают до того узки, что по гребню их может итти только один человек. Сельги, пересекающие большие озера, образуют в них гряды островов. Сложенны они валунным песком, в основании которого лежит гнейс. В синклинальных впадинах гнейса расположены обычно озера и болота, а на антиклинальных вздутиях — сельги. Иногда песок из сельги оказывается вынесенным, и тогда она представляется в виде нагромождения валунов.

Вообще название «сельга» не имеет определенного содержания. Под этим названием фигурируют и морены, и озы, и друмлины, береговые валы, песчаные косы, гряды дюн и т. п. Иногда наблюдаются сельги из коренных пород и с обточенными ледником боками и спиной, с ледниковыми шрамами. У таких сельг обычно южный конец имеет более крутой склон. Разрушенные выветриванием коренные сельги дают образования из беспорядочно наваленных остроугольных глыб. Длина сельг колеблется в пределах от десятков метров до 2 км, высота — от 1 до 70 м. Часто они идут одна за другой цепью, производя в таком случае впечатление кряжа, длина которого может доходить до 10 км. Иногда, сходясь одна с другой, они образуют узлы. Пространства между сельгами представляют широкие долы с каменистым дном. Иногда же они имеют характер узких ущелий. Прекрасно образованные бараньи лбы иногда также составляют целые гряды. Продольный разрез бараньих лбов, по наблюдениям Иностранцева, имеет часто необычный характер: пологий склон расположен по направлению движений ледника. Борисов объясняет эту аномалию существованием крутых обрывов уже до оледенения, прекращавших временно движение ледника. Весьма распространены озовые гряды (Выгозеро, Майгуба, Маткозеро, Сямозеро, Кончозеро и др.) и камовые отложения (Коткозеро, Святозеро, Лоянские озера, Ведлозеро, Кодозеро). Моренный ландшафт по мере приближения к морю незаметно переходит в древнюю морскую террасу, имеющую вид равнины. Равнина пересечена грядами ССЗ и СЗ простирания, высотою до 50 м, сложенными гнейсами. Чем ближе к морю, тем больше гряд. Они обрамляют море невысоким барьером. Лаврова указывает здесь пять террас, из которых две верхние относятся к позднеледниковому времени, а вторая и третья — к послеледниковому. Морские берега изрезаны мелкими заливами, дно которых при отливе обнажается на большом пространстве. Будучи защищены от морского прибоя рядом гнейсовых

островов при входе, такие заливы являются как бы отстойными бассейнами, в которых откладываются и накапливаются большие количества ила (Петров В. А.).

По южному и западному берегам Онежского залива Лаврова указывает также ряд террас, сильно заболоченных. Высота первой террасы 4,5—5 м, поверхность ровная, постепенно переходящая в побережье. Вторая терраса лежит на высоте 7,5—9 м, поверхность ее менее ровная, изрезана эрозией, содержит остатки береговых

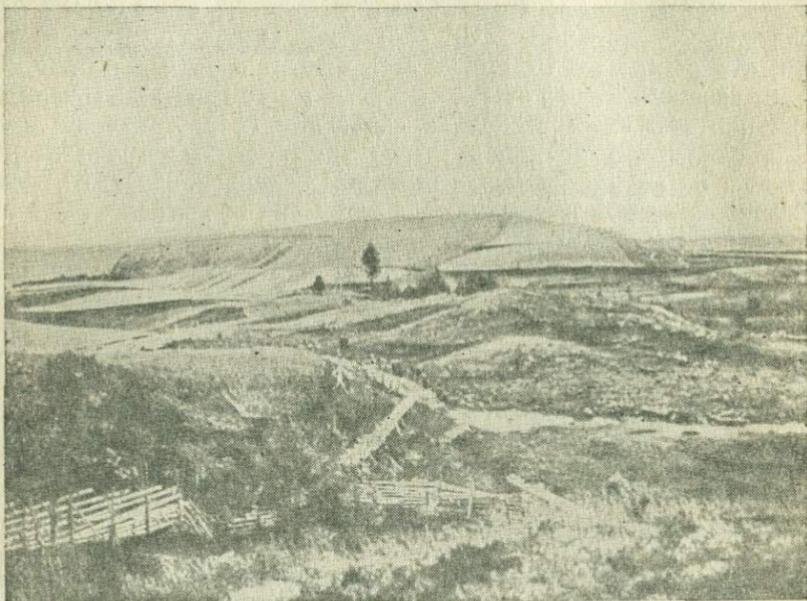


Фото М. А. Лавровой.

Онежская моренная гряда.

валов. Третья терраса лежит на высоте 15—17 м, но наблюдается очень редко. Четвертая терраса обозначается на высоте 25—27 м. Среди террас выделяются «вараки», холмы коренных пород (гнейсы и граниты). Такие же выходы образуют многочисленные острова и луды в море вдоль Поморского берега. К югу от морских террас рельеф холмистый, обусловленный ледниками отложениями. Эти отложения относятся к типу конечных морен и озлов. Особенно резко выражена холмистость между рр. Онегой и Кушерекой (60—70 м) и в районе Повенецкого тракта к северу от Выгозера и Пулозера (150 м).

К югу от Онежской губы идет полоса частично эродированной равнины, являющейся дном ледникового озера, а затем протягивается так называемый «Ветреный пояс» — водораздел между Белым морем и Онежским бассейном. Ширина пояса 10—15 км, высота достигает 350 м. Ветреный пояс представляет отчетливую гряду, ориен-

тированную на СЗ, состоящую из вытянутых гор (60—110 м относительной высоты) с плоскими заболоченными перемычками. Наиболее высокая часть — центральная. Здесь вершины гор представляют узкие площадки с выступающими глыбами диабаза среди мохового покрова. Южный склон пояса пологий и переходит постепенно в песчаную равнину, доходящую до верховий Южного Выга. Равнина сильно заболочена и содержит много крупных озер (Челозеро и Нюкчозеро). Северный склон пояса, напротив, резок, оголен, покрыт россыпями и осложнен ступенями. К северу от него идет Беломорская равнина, лежащая ниже южной. Здесь много выходов гранито-gneйсов, схожих местами с бараньими лбами. Вдоль северного подножия Ветреного пояса развит камовый ландшафт. На западе и востоке разница в склонах сглаживается. Не доходя Сумозера, пояс снижается и скрывается под четвертичными отложениями. На ЮВ он оканчивается в бассейне р. Иксы (левый приток Онеги) Голубыми или Синими горами. Наличие абразионных линий на северном склоне на высоте 85—90 м указывает, что море доходило когда-то до Ветреного пояса, а на западе даже перекрывало его. Другая цепь гранито-gneйсовых гор, идущая от мыса Юккова до р. Нюхчи, имеет, по Животовской, также горстовое происхождение. Цепь состоит из коротких параллельных гряд, идущих вдоль побережья и слагающих также и ряд островов (Мягостров, Сумостров и др.). Но в то время как Ветреный пояс к СЗ затухает, эта цепь повышается и доходит в грядах Юкковского полуострова до 80—90 м относительной высоты. У этой цепи юго-западные склоны оголены, круты, осложнены рядом узких ступеней. Северо-восточные склоны более пологи, покрыты растительностью и осложнены террасами абразионного происхождения.

На водоразделе Сум-Выг развит резко холмистый ландшафт, который некоторые исследователи относят к продолжению внешней Сальпаусельке. Черты фенно-скандинавского ландшафта удерживаются и далее на восток, за пределами рассматриваемой области, вплоть до линии, идущей от южной части Онежской губы по восточному берегу Онежского озера до Пудожа и еще южнее.

Водораздел между Балтийским и Белым морями достигает 150—200 м высоты. Для характеристики привожу несколько высотных отметок: Выгозеро 122 м, Сегозеро 113 м, на южном берегу Сегозера имеются, по Гельмерсену, вершины в 275 и 290 м. Железнодорожная нивелировка определила высоту Балтийско-Беломорского водораздела в 170 м. Этот водораздел проходит вдоль южного берега Сегозера в широтном направлении и пересекает линию Мурманской железной дороги в районе ст. Масельской. К югу от Выгозера он идет в ЮЮВ направлении между Маткозером и Долгими озерами. По данным Землякова и Савельевой, высота его 164 м, причем она является, повидимому, конечной мореной, продолжением Сальпаусельке. Егорова дает наибольшую высоту в 189,36 м (88,9 саж.) на основании двухверстной карты 1923 г. Изображаемый на картах хребет Маансельке не существует. Вообще хребтов в Карелии нет. Для части водораздела между Сегозером и Онежским озером

Комов отмечает сложение из кварцитов на севере и из гранитогнейсов и зеленокаменных пород на юге. Высота его здесь больше 200 м.

Из озер более подробно изучено Сегозеро. Здесь Верещагин установил наличие террас и береговых валов, изучение которых позволило ему сделать интересные выводы об истории этого водоема. Северное побережье озера состоит из ряда фиордообразных бухт, продолжающихся на сушу в виде низких долин с ровным дном, иногда на несколько километров. Изучение береговых валов приводит к мысли, что северное побережье поднялось на 1,41 м. С другой стороны, южный берег обнаруживает явные следы опускания: песчаные валы на торфе, затопленные пни деревьев, надвигание береговой линии, отсутствие дельт. Опускание южного побережья Верещагин определяет в 1,97 м. Так называемая ось равновесия проходит от истока р. Сегежи на ЗЮЗ.

Долины имеют обычно доледниковый возраст, но имеются и новые, ледниковые долины, особенно в местах контакта осадочных пород с изверженными. Порожистость рек и большое их падение создают большие запасы «белого угля».

Входящие в состав области Соловецкие острова состоят из моренных отложений с большим количеством валунов, располагающихся часто грядами. Некоторые авторы полагают, что конечные морены Соловецких островов являются продолжением внешней Сальпаусельке.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисов П. А. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонецкой губ., Мат. по статист.-экон. обслед. Олон. губ. Спб. 1910.
2. Верещагин Г. Ю. Положительные и отрицательные движения береговой линии на озере Сегозеро, Тр. Олонец. научн. эксп., 3, в. I, Изд. Гидрол. Инст. Л. 1926.
3. Дьяконова-Савельева Е. Н. и Земляков в Б. Ф. Исследования по четвертичной геологии на северном берегу Онежского озера, Изв. Гос. Гидрол. Инст., 21. Л. 1928.
4. Дьяконова-Савельева Е. Н. О древних береговых линиях Онежского озера, Тр. I Всерос. гидролог. съезда. Л. 1925; Она же. К вопросу о позднеледниковом снегобеломорском соединении, ТЛОЕ, 59, в. 4. Л. 1929.
5. Земляков в Б. Ф. Четвертичная геология Карелии, Карельский научно-исслед. институт. Тр. Секц. ест. производ. сил, т. I, в. 1. Петрозаводск. 1936.
6. Иностранцев А. А. Геологический обзор местности между Белым морем и Онежским озером. ТЛОЕ, 2. СПБ. 1871.
7. Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда Олонецкой губ., Мат. для геол. России, 7, СПБ. 1877.
8. Комов А. А. Рельеф и полезные ископаемые вдоль Мурманской жел. дор. в южной Карелии, ИГО, 64, в. 4—5. 1932.
9. Марков К. К. Иольдиевое море и проблема позднеледникового Балтийско-Беломорского пролива. I и II, ИГО, 65, в. 4 и 67. в. 1. Л. 1933 и 1935.
10. Петров В. А. Естественно-географические районы вдоль Мурманской жел. дор. ИГО, 55, в. 2, Пр. 1924.
11. Ramsay W. Geologie Olonetz Gouv., Fennia, XXII, № 7, 1905.
12. Семенов-Тяншанский В. П. Географические и геоморфологические районы Северо-западной обл., Сб. «Природа и население Лнгр. обл.» Л. 1928.
13. Тимофеев В. М. Геоморфология и геология Карелии, Сб. «Полезн. ископ. Лнгр. обл. и Карельской АССР», ч. 2, Л. 1933.
14. Яковлева С. В. О балтийско-беломорском позднеледниковом соединении. ТАИЧПЕ, 2, Л. 1933.
15. Яковлев С. А. К вопросу об Иольдиевом море Балтике по соединению Балтийского моря с Белым в позднеледниковое время, ИГО, 66, в. 2, Л. 1934.

3. СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ОБЛАСТЬ ТУНДРОВЫХ РАВНИЙ

Эта область захватывает крайний северо-восток Европейской части Союза (рис. 4). На севере она граничит с морем, на востоке доходит до Уральских гор и Пайхоя, на западе ограничивается северной

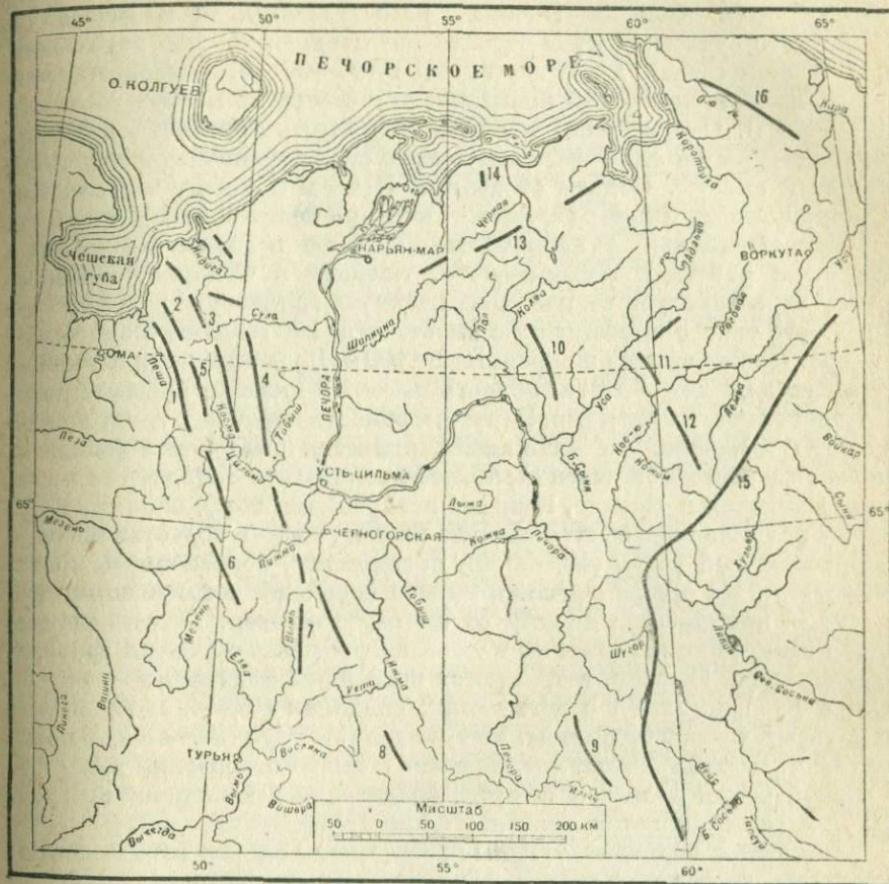


Рис. 4.

Обзорная карта северо-востока Европейской части СССР. 1 — Косминский Камень. 2 — Тиманский Камень. 3 — Чайцынский Камень. 4 — Каменоугольная гряда. 5 — Хайминский Камень. 6 — Четласский Камень. 7 — Пок-ю-из. 8 — Потчурк. 9 — Иджидшарма. 10 — Письехой. 11 — Адак. 12 — Крик Чернышева. 13 — Большеземельский хребет. 14 — Питков Камень. 15 — Северный Урал. 16 — Пайхой.

частью Тиманского кряжа. Южная граница проходит несколько южнее широтного участка р. Печоры, между устьями Цыльмы и Усы, и широтных же участков этих последних рек. Сюда же можно причислить и остров Колгуев. Северной своей частью она принадлежит Архангельской области, южной — республике Коми.

Вся эта Нижнепечорская земля представляет обширную, мало исследованную страну равнинного характера. Северо-западная ее часть носит название Тиманской или Малоземельской тундры.

Между Печорой и Уралом тянется другая часть области — громадная Большеземельская тундра. Часть области, лежащую южнее полярного круга, можно выделить как Печорскую низменность. Площадь этой низменности достигает 100 000 кв. км. Такую же площадь занимают и тундры. В состав Печорской низменности входит весь бассейн Печоры, расположенный и к югу от ее широтного участка. Этот бассейн представлен хорошо разветвленной речной сетью, довольно глубоко (30—50 м) врезанной в равнину. Высота Печорской низменности к северу от Печоры достигает 100—120 м. Она меньше, чем высота левого побережья (до 200 м), но благодаря близости высоких точек к реке производит впечатление большей высоты. Подъем от долины Печоры к северу еле заметен. Средняя высота берегов Печоры — 40 м, но местами доходит до 85 м.

Малоземельская тундра только в самое недавнее время была освещена работами Ливеровского, Лескова и Самбука. Ливеровский характеризует ее как возвышенную волнистую равнину прибрежного типа с наибольшими высотами до 200 м (сопка Моховая) на севере. На юге высоты не превышают 100 м. По рельефу тундуру можно разделить на две области: область песчаной низины, примыкающую к Колоколковой губе и к р. Неруте, и область моренных гряд, примыкающую к Печоре. Песчаная низина является прибрежной равниной, которая в восточной части становится волнистой. Западная ее часть, примыкающая к Неруте, покрыта неглубокими торфяниками. К востоку равнина повышается сначала плавно, а затем образует высокий террасовидный уступ (40—50 м), повидимому, абразионного происхождения. На севере песчаная низина переходит в так называемую лапту — приморскую низину со множеством озер. Пески, слагающие низину, или всхолмлены в дюнны гряды или образуют эрозионные останцы. Местами встречаются котловины выдувания — «яреи». Озера располагаются в неглубоких впадинах (0,5—2 м глубиною) и большей частью бессточны. Речные долины узки (20—40 м) и очень глубоки. Реки блуждают среди песков и имеют старческий характер. Главной рекой является Нерута, впадающая в Колоколкову губу. Другие реки являются притоками или Неруты или губы.

Восточная половина тундры представляет сильно всхолмленную местность, сложенную системой более или менее обособленных прерывистых моренных гряд, ориентированных в общем меридионально. На грядах расположены мелкие и крупные сопки куполообразной и конической формы. В северной части сопки становятся выше. Наиболее высокой является сопка Моховая (184,7 м), приподнятая над окружающей местностью, однако, только на 27,7 м. Вся система моренных гряд на севере резко заканчивается у Карабаевской гряды конечных морен, имеющей северо-восточное простиранье. В южной части система гряд, названная Ливеровским Ненецкой грядой, также повышается и еще более расчленяется. Наибольшая высота здесь 108,1 м. Озер также много. Располагаются они на различных высотах и имеют различное происхождение (эрэзионные, котловины оседания, торфяниковые). По восточной окраине Амалицкий отмечает морскую террасу в 40—50 м abs. выс., к которой прислонена

речная песчаная терраса, высотою в 10 м. Третья терраса — луговая.

К югу от Малоземельской тундры, между Печорой и Тиманом, местность носит название Высокое Суземье.

Большеземельская тундра по данным, собранным в 1837 г. А. Шренком, а в начале нашего столетия Рудневым, Журавским и Новосильцевым, в южной части сложена морскими постепенно-выми отложениями, а в центральной и северной частях — моренными. Она изобилует озерами и песчаными и глинистыми сопками. На тундре найдены во многих местах валуны различных пород, принесенные ледником с Урала. По мнению Танфильева, тундра далеко не всегда является болотистым пространством. Здесь часто встречается сухая поверхность, болота же появляются на пониженных местах, но также довольно часто. Н. А. Кулик, прошедший в 1910 г. от р. Роговой до Вашуткиных озер, также отмечает слабую заболоченность тундры на водоразделе между рр. Роговой и Каратаихой. Здесь проходит высокая гряда, окруженная большими озерами (30—40 км при глубине 20—60 м) и бесчисленным множеством мелких. Наибольшее из этих озер имеет, по словам оленеводов и рыбаков, площадь в 250 кв. км, являясь, таким образом, самым большим во всей тундре. Озера нередко находятся на различной высоте, будучи отделены только небольшой полоской суши.

В различных частях тундры разбросаны небольшие возвышенности. На севере в 10—15 км от моря возвышается над тундрой Питков Камень (185 м), сложенный, по данным Новосильцева, серицитовыми и глинистыми сланцами. По новейшим данным он сложен крупновалунной мореной. По Шренку, Питков Камень связан с южнее лежащими возвышенностями цепью холмов — Арвисгой, которая сближается на юге с другой холмистой полосой Салидейгой, заполняющей пространство между рр. Песчанкой и Печорой. Водораздел между р. Черной и Пильвор-Ягой (Шапкиной) составляют возвышенности Ссарада, переходящие далее на северо-восток в возвышенности Ерендей, Яптамюлк (214 м) и Санседоку. Эти возвышенности составляют водораздел между реками, текущими в Баренцево море, и правыми притоками Печоры. Этот водораздел представляет собою широкую гряду, называемую Большеземельским или Земляным хребтом (иначе Эней) и имеющую продолжение, повидимому, как на восток, так и на запад. Его высота равняется 160—230 м (относительная высота 30—65 м). Широкая поверхность хребта описывается Шренком как «плоскохолмистая земля, пересеченная обширными долинами и котловинами углублениями». Этот автор отмечает также большую крутизну северных склонов и отсутствие выходов коренных пород. Повидимому, это — моренная гряда, которая местами является типичной конечной мореной.

Ботаническая экспедиция Академии наук в 1931 г., сделавшая нивелировочный профиль тундры от Ледовитого океана до лесной границы, установила, что по линии ее маршрута никакого Большеземельского хребта в сущности нет, а имеется ряд грибов различного

направления и куполообразных сопок. Водораздел выражен здесь очень слабо. К югу моренные гряды — «мусюры» — сменяются песчаными возвышенностями, представляющими абразионные уступы позднеледникового и послеледникового морей. Наибольшая высота здесь отмечена на горе Большой Хадя — 200 м. Левый берег нижней Хайпудыры (Хэбидя-пыдыр-яга или Мори-ю) также заполнен небольшими возвышенностями. Далее на восток, у Вашуткиных озер, имеем опять возвышенную область с вершинами Едей-яган-салидей, Саунседа и Кольк-Мыльк (228 м по данным Руднева). Местность здесь А. А. Григорьев описывает как моренный ландшафт. С вершины горы Хадя Руднев насчитал здесь 245 озер. Озера рассеяны между моренными грядами, которые имеют простирание с запада на восток и сходны с конечными моренами. Ливеровский отмечает, однако, отсутствие настоящих конечных морен. Присутствие слоистых песчано-галечниковых толщ с морскими раковинами приводит его к предположению, что Вашуткины озера являются скорее остатками морской губы, глубоко вдававшейся в сушу. Коперина отвергает это предположение Ливеровского и полагает, что мы имеем здесь камовый ландшафт. Озера расположены на возвышенности, и поэтому считать их остатками губы невозможно.

Между реками Адзьвой и Каратаихой Керцелли отмечает наличие плосковерхих широких хребтов также широтного простирания. К северу и к югу от Большеземельского хребта отходят меридиональные моренные гряды меньшей высоты, известные у местного населения под общим именем «мусюр». Ближе к Пайхоя местность повышается, местами появляются уже невысокие хребты: Пайдая (470 м) и Ямпай по левому берегу реки Ою (Великая). Ливеровский указывает, что рельеф здесь сходен с рельефом юго-западной части Пайхоя: обширные заболоченные пространства, среди которых возываются песчаные и глинистые холмы. Различие только в том, что холмы и гряды имеют здесь моренный характер.

Холмы носят местное название — «мыльк» (на языке коми) или «седа» (на языке ненцев). Грядовые возвышенности из рыхлого материала называются «мусюр» (на языке коми). Каменистые гряды называются «из» (на языке коми) или «паэ» (на языке ненцев). Выходы коренных пород называют «толбей». Надо отметить большую путаницу в географических названиях. Так, названия, применяемые прежними исследователями, у Ливеровского почти не встречаются.

По правому берегу Усы и левому берегу р. Адзьвы простирается меридиональный кряж Адак, сложенный верхнекарбоновыми известняками, переходящими по обеим сторонам в артинские отложения. Этот кряж составляет северную часть так называемого кряжа Чернышева (72 м), который был впервые открыт экспедицией Журавского в 1904 г. Кряж представляет пологий увал, слабо выраженный в рельефе. Кряж Чернышева заходит в Большеземельскую тундру с юга в виде ветви Уральского хребта и, пересекая р. Усу, образует кряж Адак. Одна из его вершин — Толбей — сложена базальтом, прикрывающим артинские слои. Севернее, по линии кряжа, обнаружается нижний силур в виде зеленоватых известковистых песчани-

ков. Кряж представляет несколько меридиональных складок, расщепленных продольными сбросами. Наличием этих сбросов объясняются выходы базальтов Толбяя и теплых источников. Радиальные дислокации кряжа относятся к послеюрской эпохе.

По левому берегу Адзызы, к югу от ее притока Нядейты З-ей, Н. А. Кулик отмечает отчетливо выраженную гряду, образованную выходами нижнекаменноугольных известняков, девонских сланцев и песчаников. В долине р. Пымва-ю из известняков бьют теплые ключи ($28,5^{\circ}$).

Другие меридиональные моренные гряды указаны Н. А. Куликом вдоль левого берега Адзызы и вдоль р. Роговой, между Адзывой и Колвой, по обоим берегам р. Шапкиной. Все упомянутые выше гряды и возвышенности, за исключением Адака, сложены моренными глинами, суглинками и песками.

От того места, где Печора меняет свое западное направление на северное, отходит на СВ так называемый Сосвинский хребет, представляющий, повидимому, полосу бугров (180 м). Этот хребет считается конечной мореной. К югу от него местность имеет равнинный характер, переходя в упоминавшуюся уже Печорскую низину. На востоке такой же границей между низиной и холмистым ландшафтом Большеземельской тундры является хребет Писъехой (Мыший), идущий также в СВ направлении между реками Колвой и Макарийской.

Благодаря присутствию гряд и возвышенностей Большеземельская тундра не является плоской равниной, а представляет местность со сложным рельефом. Ливеровский выделяет здесь два типа ландшафтов. С одной стороны, — это равнины, созданные послеледниковыми трансгрессиями. С другой стороны, — разнообразные формы ледниковой аккумуляции, преимущественно гряды конечных морен. Изменение климата также наложило свою печать на формы рельефа. В предшествующую теплую эпоху тундра была покрыта лесами вплоть до Ледовитого океана. Поэтому эрозионные и эоловые процессы были тогда слабо развиты. Затем в связи с похолоданием леса отступили на юг, вследствие чего усилились эоловые процессы. В настоящее время климат стал влажнее, и эрозионные процессы начинают проявляться более интенсивно (молодые глубокие овраги), тогда как эоловая деятельность затухает (пески закрепляются).

Прибрежная морская полоса изобилует небольшими речками и озерами. Речки, несмотря на небольшие размеры, откладывают обширные дельты, которые носят местное название «муры». Муры представляют собою луга, испещренные многочисленными маленькими озерами.

Почти все исследователи, побывавшие в тундре, описывают террасы на различных реках: на Адзыве, Колве, Печоре, Каратаихе, Шапкиной. Число террас на нижней Печоре, по Амалицкому, доходит до пяти. Ливеровский указывает, что хорошо выражена только третья терраса, ширина до 10 км. Нижнее течение Печоры расположено среди песков, сопровождающих реку полосою до 2 км в ширину. На средней Печоре указывают четыре террасы с отметками 4—8 м,

10—12 м, 13—16 м, 15—18 м. Террасы на Печоре и на Ижме расположены значительно ниже поверхности водораздела, так что верхняя часть склона долины занята расчлененными скатами, оползневыми цирками и оврагами, врезанными в толщу материка.

Развитие рельефа получает своеобразный характер от наличия мерзлоты. Благодаря ей овраги, образующиеся по склонам речных долин, получают слабое развитие, ручьи не имеют выработанных русел, на высоких обрывистых берегах реки встречаются болота, не имеющие связи с рекой. Первичные формы рельефа водоразделов денудируются весьма медленно. С другой стороны, вследствие водо-непроницаемости мерзлоты в долины крупных рек весною и после дождей сбегает много воды, благодаря чему возникают громадные разливы. Так, река Уса в весенне половодье разливается местами на 30 км, причем уровень реки поднимается метров на 12—15. Реки подмывают крутые берега-щельи, вызывая оползни и обвалы. Размываемый берег не получает, однако, пологого уклона, так как мерзлота, цементирующая рыхлую породу, препятствует смыву, и разрушение берегов происходит только обвалами, так что крутизна их сохраняется. В результате этого получается широкая долина с крутыми, далеко отстоящими берегами. Так, к северу от Усть-Цильмы долина Печоры настолько расширяется, что с реки не видно коренных берегов. Ширина долины здесь не менее 20 км. Наблюдения Городкова дают выводы, расходящиеся с вышеизложенными. По его мнению, оползни и осьпи свойственны тем склонам, где мерзлота отсутствует. Там же, где она имеется, склоны постепенно оплывают и осыпаются по мере медленного оттаивания.

Имеющаяся мерзлота не достигает, однако, здесь значительной мощности. Поэтому крупные реки не подстилаются мерзлотой, как это имеет место в восточной Сибири, и глубинная эрозия идет нормальным порядком, образуя глубоковрезанные долины. В местах, где мерзлота встречается отдельными островами в торфяниках, развивается крупнобугристый мезорельеф. Там же, где мерзлота имеет сплошное распространение в торфяниках, мезорельеф становится плоскобугристым, т. е. бугры не поднимаются куполами или узкими грядами, а образуют невысокие, но широкие повышения среди болота. Наконец, в областях сплошной вечной мерзлоты в грунтах бугристость вообще исчезает, а если и наблюдается, то имеет реликтовый характер.

Южную границу вечной мерзлоты в грунтах Городков проходит через р. Адзыбу около $66^{\circ} 48'$, а через Усу около $66^{\circ} 27'$. Если включить и мерзлые участки торфяников, то граница должна быть проведена южнее на несколько десятков километров, но все-таки не так далеко, как проводили ее раньше. В общем, границей можно считать 66-ю параллель. Мощность мерзлоты достигает 30 м.

Мерзлота труднее развивается на песках. Поэтому в песчаных областях встречается более или менее развитая сеть оврагов. Если пески не защищены растительностью, то начинается процесс разведения под влиянием сильных ветров тундры. Вследствие этого возникают дюны, которые имеют здесь своеобразный характер разви-

тия, описанный Н. А. Куликом. На открытом участке, на краю обрыва образуется «ярей», т. е. песчаная площадка с небольшим пологим валом на подветренной стороне. Затем ветер выдувает песок с ярея на вал, который растет и превращается в дюну. По мере роста и отодвигания дюны связь ее с областью питания затрудняется, она начинает зарастать и отмирать. Исходные формы дюн — яреи — широко распространены по тундре среди песчаных отложений, тянущихся вдоль рек и ручьев. Мелкие валуны в них имеют иногда вид трехгранников.

Низина нижней Печоры представляет, по Ливеровскому, котловину, сложенную слабо дислоцированными, преимущественно пермскими породами, прикрытыми ледниковым наносом, речными, озерными и морскими осадками. Рельеф ее определяется эрозией и ледниковой аккумуляцией. Последняя создала здесь грядообразные конечноморенные всхолмления, высотою до 150—200 м (50—70 м относительной высоты).

По данным Григорьева, страна подвергалась оледенению не менее двух раз. Первое оледенение оставило после себя темные, почти черные, буроватые, после высыхания светлеющие валуночные глины. Последнее оледенение дало бурые структурные валуночные песчанистые глины. Обе моренные толщи отделены одна от другой слоистыми песчано-галечниковыми отложениями с валунами и осколками морских раковин. Это — отложение бореальной трансгрессии. Ледниковые наносы подстилаются мощной толщей переслаивающихся беззаполненных полосатых глин, суглинков и желтоватых песков континентального происхождения, под которыми, повидимому, залегают юрские породы.

Наблюдения Чернова, Добролюбовой, Ливеровского подтверждают мнение Григорьева, причем Ливеровский указывает, что льды первого оледенения двигались из-за Пайхоя, срезая его вершины. Конечные морены, оставленные ледником, имели широтное простижение, но были сильно размыты. Бореальная трансгрессия, отрицающаяся раньше для восточной части тундры, достигала, по данным Ливеровского, высоты 200 м. Эти выводы, однако, оспариваются. Указывают, что при столь высоком уровне морская трансгрессия должна была бы покрыть всю Печорскую низину, чего, однако, не наблюдается.

Второе оледенение началось, повидимому, во время трансгрессии, причем образовались так называемые шельфовые слоистые морены, в которых наряду с валунами находятся и морские раковины. Льды второго оледенения двигались с востока, создавая конечные морены меридионального простижения. Ливеровский допускает, кроме бореальной, еще позднеледниковую трансгрессию, перемывшую маломощную морену последнего оледенения и оставившую щебневато-валуно-галечниковые слоистые пески. Кроме того, он допускает и послеледниковую трансгрессию, оставившую террасу на высоте 50—60 м в Малоземельской тундре, на Югорском полуострове и у Хайпудырской губы. Эти трансгрессии подпруживали существовавшие тогда реки и создавали озеровидные расширения, наблюдавшиеся теперь во многих речных долинах.

Приведенные взгляды Ливеровского сходны отчасти со взглядами Н. А. Кулика, который считает морскими не только межморенные, но и моренные отложения. Но следует отметить, что по мере накопления фактического материала границы трансгрессии сокращаются.

Можно считать несомненным, что область после начала отмирания ледника испытала поднятие не меньшее, чем на 40—50 м. Поднятие это явилось отражением общего поднятия севера Европы, захватившего и прибрежные острова. После поднятия последовала стадия опускания, во время которой долины рек получили значительную ширину, аллювиальные отложения современной надпоймы увеличи-

лись, развились меандры. Опускание в настоящее время снова смирилось поднятием. Все эти движения неодинаково интенсивно выражены в различных частях страны.

Так, опускание в бассейне Северной Двины в boreальное время определяется в 100—120 м, на Новой Земле — в 400 м, на Пайхое — в 350 м, в южной части Печорской низины — в 100 м.

Колебания базиса эрозии, связанные с эпигенетическими движениями, отразились на рельфе признаками омолаживания. Глубокие и узкие речные долины, глубокие овраги, осушившиеся озерные котловины являются, по Ливеровскому, следами омолаживания, а не только результатом специфических условий вечной мерзлоты. Горбатский указывает, кроме того, на быстрое течение рек, на значительное обмеление устья Печоры, разрастание островов, распространение береговых валов, наличие висячих долин.

К области тундр можно отнести и остров Колгуев (Холгол). Будучи очень низменным, он окружен с юга и востока обширными плоскими мелями — кошками, затрудняющими плавание и делающими остров труднодоступным. Поверхность острова в южной и юго-восточной частях представляется плоской равниной, испещренной озерками и болотами (лапта, лойта), покрытой торфом на 1,5 м. Под торфом, на глубине 34 см, уже залегает мерзлота. Болота и озера соединены между собою бесконечной сетью болотистых протоков. Эти протоки или «виски» отводят воду лапты в речки. Северная часть острова более повышена (60—80 м) сравнительно с южной (5—7 м). Рельеф здесь более расчленен: всюду отдельные холмы, сопки, бугры-сороловы, долины изрезаны балками. По отношению к повышенной северной части южная является как бы террасой. Кошки, окружающие остров с юга и востока, представляют такую же террасу в зачаточном состоянии. Породы в обеих частях острова одни и те же — песок, ил, валуны. Самые высокие сопки на острове носят название Собандей и Сейкарха (120 м). К морю остров обрывается круто.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. С. Зона тундр, Изв. Лигр. гос. унив., I, Л. 1929. 2. Горбатский Г. В. Геология Нижнепечорского района. ТАИ, 15, Л. 1935. 3. Григорьев А. А. Геология и рельеф Большеземельской тундры и связанные с ними проблемы. Тр. Сев. науч.-промышл. эксп., 22, Л. 1924. 4. Григорьев А. А. Полярные пределы древесной растительности в тундре. Земл., 26, в. 1—2. М. 1924. 5. Журавский А. В. О западе Большой земли, ТЛОЕ, 35, в. 2, СПБ. 1904. 6. Иванов И. М. и Солин Н. А. Остров Колгуев, Земл., 35, в. 4. М. 1933. 7. Коноприянова В. В. Отчет по геологической съемке верхнего течения р. Адзывы и р. Хайпудыры в 1932 г. Земл., 35, в. 4. М. 1933. 8. Кулик Н. А. Поездка в Большеземельскую тундру летом 1910 г. Тр. Общ. землевед. при СПБ. унив., 3, СПБ. 1914. 9. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. ТГИ, 7, Л. 1933. 10. Ливеровский Ю. А. Почвы Печорского края, Тр. Почв. ист., 8, в. 7. Л. 1933. 11. Новосильцев А. Н. Большеземельская тундра и Ледовитый океан, Зап. по гидрогр., 28, Л. 1907. 12. Перфильев И. Краткий очерк географии острова Колгуева, Северное хозяйство, 1928. 13. Руднев Д. Д. Большеземельская экспедиция 1904 г. ИГО, 40, в. 4, Журнал засед. 30 XI 1904. СПБ 1904. 14. Чернышев Ф. Н. Новые данные по геологии Большеземельской тундры, Изв. Ак. наук., 1907, I.

4. ВЕРХНЕПЕЧОРСКАЯ РАВНИНА

Верхнепечорская равнина занимает пространство к югу от широтных частей рр. Печоры и Усы, вклиниваясь между Тиманом и Уралом до водораздела между Печорой и бассейном Камы (р. Колва). Вся область расположена в бассейне верхней Печоры и по левым притокам средней Печоры (рис. 4). Административно она целиком входит в состав автономной республики Коми. Местность представляет волнистую равнину, покрытую лесами, весьма слабо исследованную.

Она отличается исключительным развитием речной сети и отсутствием озер.

Поверхностные ледниковые отложения образуют два горизонта, между которыми, по данным Ливеровского, в северной части залегают отложения boreальной трансгрессии — пески и глины, а по средней Печоре — континентальные пески. Четвертичные отложения в долине Печоры достигают 100 м мощности. Внизу залегает темная нижняя морена, мощностью не менее 50—60 м, сходная с мезозойскими глинами и суглинками. Над ней залегают межморенные слои, состоящие из ленточных глин, песков, гравия, торфа. Выше идет верхняя морена, иногда размытая и вообще небольшой мощности (до 10 м). Надморенные отложения представлены флювиогляциальными песками и озерно-ледниковыми ленточными глинами и песками, свидетельствующими о том, что после отступания ледника вся низина представляла озерный бассейн. Об осадках морской трансгрессии Краснов не упоминает. Он считает все сообщения о морских осадках сомнительными и указывает, что по мере накопления фактического материала теоретические границы распространения boreальной трансгрессии постепенно сокращаются. По Чернову, Печорский край вплоть до широты Усы не имеет морских осадков.

Область можно разделить на три части: 1) область западных предгорий Урала — Восточная увалистая область, 2) Печорская низменность, 3) Тиманский склон.

Восточная увалистая область представляет холмистую полосу, повышающуюся на восток и приподнятую над западной частью. Сложена она сильно дислоцированными палеозойскими породами (пермскими, каменноугольными, девонскими и силурийскими). Варсонофьева делит эту полосу на несколько районов: 1) район горных гряд из кварцитов и кварцевых песчаников (Большая парма, Шеким-из, Ляга-чугра и др.), 2) район известняков, всегда пониженный относительно кварцитовых гряд; долины имеют характер каньонов, наблюдаются карстовые формы, 3) район Ильчской низины — болотистая равнина, 4) район артинской полуравнины с менее глубокими, но более широкими долинами, постепенно переходит в Печорскую равнину. Рельеф области определяется тектоникой, литологией, эрозией и работой ледников. Сильные контрасты рельефа — среди высоких увалов разбросаны участки пeneиплена. Область дважды подвергалась оледенению, но последнее было значительно слабее первого, так что ледники были альпийского характера и на равнину не выдвигались.

Наиболее крупным, повидимому, орографическим элементом является упомянутый уже выше кряж Чернышева, длиною в 500 км, имеющий простижение, параллельное Уральскому хребту. Он идет дугообразно от верховий Б. Сыни до среднего течения Адзывы (приток Усы). Кряж представляет низкую (72 м) гряду, состоящую из

крупных складок, в строении которых принимают участие породы от силурийских до пермских включительно. По Тихоновичу, кряж с востока и частично с запада обрезан сбросами. По Чернову, — это горст, ограниченный сбросами. Чернов указывает, что южнее хр. Чернышева имеется еще одно ответвление Урала, параллельное Тиману, но о нем пока нет никаких сведений.

Печорская низина располагается в котловине между Уралом и Тиманом. Сложена она слабо дислоцированными палеозойскими породами (пермь, карбон, девон), которые на севере накрываются морскими четвертичными наносами, а на юге ледниковыми. Дислокациям некоторые исследователи приписывают ледниковое и оползневое происхождение, другие склонны считать их тектоническими. Последнее мнение, повидимому, более вероятно. Высоты водораздельных пространств колеблются в пределах от 70 до 200 м. По данным Краснова, водораздельные плато представляют идеальную равнину с незаметным уклоном на север, к широтному участку Печоры. Такой же незаметный уклон наблюдается и к долинам других рек. Рельеф определяется эрозионными процессами и ледниковой аккумуляцией. На водоразделах расположены обширные болотные массивы, которые языками спускаются в долины рек и переходят потом в пойменные болота. Большая заболоченная впадина находится между Печорой, Усою и Сыней. Владина лежит на высоте 45—35 м. Она носит название Усва-ниор (Усинское болото). Краснов считает ее древнеозерной котловиной.

Среди равнинного ландшафта выделяются *брюсьюточильные* горы на рр. Вое и Соплясе, представляющие антиклинальную складку артинского известняка, перекрытого на крыльях глинами и окварцованными песчаниками. Это самая западная складка, генетически связанная с полосою западных предгорий Урала. Выходы коренных пород известны также в низовьях р. Кожвы (приток Печоры) и к югу от нее. Здесь проходит несколько пологих складок верхнего и среднего девона.

Долина Печоры в области Печорской низины узкая и глубокая (труба). В верховьях река течет быстро, разветвляясь на несколько рукавов, в среднем течении долина Печоры широкая, хорошо разработана, с островами и старицами. Над поймой возвышаются две террасы: нижняя, сложенная суглинками, имеет высоту 8—10 м, верхняя, сложенная песками, находится на высоте 18—20 м.

На Тиманском склоне выделяется Каменноугольная гряда Тимана, являющаяся естественной границей на западе. Гряда заметно выражена в рельефе, хотя относительная высота ее незначительна (50—75 м).

Южная часть области, в бассейне Илыча, была описана Варсонофьевой. По ее данным, местность по нижнему течению Илыча представляет равнину,ложенную горизонтально залегающими или слабо дислоцированными пермскими породами, поверх которых лежат ледниковые наносы. Кое-где сохранились обрывки мезозойских отложений, пощаженные ледником. Если осматривать страну с уральских предгорий, то она представляется идеальной

равниной, заросшей первобытными елово-пихтовыми лесами. Отсутствие дорог и возвышенных пунктов до крайности затрудняет изучение рельефа. Поэтому удается собрать только кое-какие факты по речным долинам, строение же водоразделов остается необследованым. Повидимому, рельеф созидался под воздействием двух факторов: оледенения и речной эрозии. Речные долины в бассейне нижнего Ильча широкие, имеют хорошо развитые террасы, причем верхняя достигает высоты 10—11 м над уровнем реки, а нижняя — 5—6 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варсонофьев В. А. Геоморфологический очерк бассейна Ильча. Тр. Инст. по изуч. Севера, № 42, 1929. 2. Ливеровский Ю. А. Почвы Печорского края. Тр. почв. инст., 8, в. 7, 1933.

5. ТИМАНСКИЙ ОСТАТОЧНЫЙ КРЯЖ

Тиманский кряж тянется от истоков р. Вычегды на северо-запад к Чешекой губе и продолжается на Канином полуострове в виде Канинского кряжа. Северная его часть принадлежит Северной области, а южная находится в пределах автономной республики Коми (рис. 4).

Под 60° , около г. Чердыни, Тиманский кряж как будто бы присоединяется к Уралу, но на самом деле отросток Урала здесь быстро обрывается и на сто километров тянется пространство, сложенное постплиоценом. Затем вновь появляются каменноугольные, а севернее — девонские отложения. Тиманский кряж есть ряд параллельных гряд, образовавшихся в палеозое и подвергшихся сильному размыву. О геологическом строении его уже говорилось выше в тектоническом очерке. В настоящее время самые высокие редкие сопки не превышают 260 м. Хребты по западному склону покрыты лесом, а по восточному лишены растительности. Они называются здесь «камнями».

В северной половине, если идти с запада, имеем Косминский Камень (Хосмен-ба-хой), который идет вдоль восточного берега р. Пеши и наиболее резко выражен у Железных Ворот на р. Цыльме и в области между Косминским озером и Пижмой Мезенской. Севернее Косминского озера он быстро понижается, но может быть прослежен до моря. Многочисленные реки, прорезающие его вкрест простирания, дают разрезы, показывающие, что главное участие в его сложении принимают верхнедевонские песчаники и сланцы, среди которых по верхней Цыльме встречаются выходы порфирита. По западным склонам Косминского Камня можно видеть сильно дислоцированные каменноугольные и пермские породы, а на волоке между притоком Цыльмы, Чиркой и Рочугой, впадающей в Пезу (приток Мезени), выступают древнейшие породы Тимана — серицитовые и слюдянные сланцы протерозоя, поставленные на голову. Эти же породы установлены Варсонофьевой на верхней Цыльме. Южнее волоки, между Мезенской и Печорской Пижмами, продолжением Косминского Камня является Четласский Камень, отдельные вершины которого поднимаются уже выше лесной зоны (260—270 м).

Далее на ЮВ, на водоразделе между Пижмой Печорской, р. Вымь и левыми притоками Ижмы, находится еще более высокое поднятие Пок-ю-из (310 м).

Следующим хребтом к востоку будет Тиманский Камень (Ньюдиэмба-хой), который к югу от р. Сулы носит название Хайминского Камня. По протяженности он короче предыдущего хребта.

Третий параллельный хребет называется Чайцинским Камнем. Высота его сопок колеблется от 120 до 243 м. Он сложен так же, как и предыдущие, девонскими песчаниками, но, кроме того, в состав его входят мощные и обширные покровы порфириита, которые придают реке Суле, прорывающейся через них, дикий и своеобразный вид своими призматическими отдельностями. Р. Белая при пересечении этого кряжа образует живописные «Большие Ворота» — ущелье в отвесных стенах порфириита. У берегов океана Чайцынский Камень обрывается грандиозным Чайцыным мысом из порфириита. Южнее Сулы он теряет характер обособленного кряжа и разбивается на ряд возвышенностей, известных под названием Катагарских сопок. На Пижме разрезы Катагарских сопок образуют живописное ущелье в порфириатах. Участники экспедиции Чернова обнаружили здесь мощные покровы порфириита и вулканических туфов. Порфириты обычно резко изменяют характер берегов: склоны становятся круче и выше, темные скалы отвесно опускаются в воду или засыпаны огромными осьпями, появляются оригинальные фигуры выветривания в виде столбов, руин, зубцов и т. п., на реке — пороги и водопады.

Самая восточная, четвертая грязда сложена известняками каменноугольного возраста и названа поэтому Чернышевым Каменноугольной гряздой. О ней уже упоминалось в предыдущей главе. Она переходит в низовьях р. Индиги на восточный ее берег и оканчивается крупным уступом Святого мыса. На юге рр. Мыла и Пижма Печорская, прорываясь сквозь грязду, образуют живописные ущелья. На р. Белой известняки этой грязды дают так называемые «Малые Ворота», на Цыльме они образуют «Щепины горы», получившие свое название от осьпей выветрелого известнякового щебня, похожих издали на груду щепок. С востока породы Каменноугольной грязды покрываются согласно падающими пермскими пестроцветными мергелями, сменяющимися затем горизонтальными слоями мезозоя. Высота грязды от 40 до 250 м.

В южной половине края можно наметить также три ряда хребтов: западный ряд представлен Ис-Чурком, Нью-Ныреком, Пот-Чурком и Джеджим-пармой; средний ряд — Оч-пармой и Пармой-Слудой; восточный ряд — Люствен-Слудой, Бяс-Слудой и др. Эти возвышенностии, хотя и выше абсолютно (350 м), чем северные, но менее выделяются, так как и местность, окружающая их, значительно выше тундры. По Чернышеву, местность, здесь принимает характер плоской возвышенностии, представляя типичное плато размыва. С. В. Обручев характеризует ее как древний плен, сложенный в основании известняками и доломитами палеозоя, прикрытыми мощной толщей четвертичных осадков. Поверхность представляет низкое

и ровное плато, прорезанное долинами рек, плоскими и заболоченными в верховьях и врезанными на 10—30 м в среднем и нижнем течении. Выделяется слегка только гребень Оч-пармы, сложенный метаморфическими сланцами. Джеджим-парма, по исследованиям Огнева, представляет антиклинальную складку, направленную с СЗ на ЮВ. В вершине Чурк она достигает 367 м абсолютной высоты.

С любой возвышенности южного Тимана наблюдателю представляется целое море лесов, покрывающих однообразную холмистую местность. Разнообразие вносят только глубокие и широкие долины. Простота ландшафта находится, однако, в резком противоречии со сложностью тектоники, которая обнаруживает здесь ряд складок и сбросов. Тиманский кряж за долгое время своего существования подвергался воздействию разнообразных денудационных агентов. Поэтому он является типом страны, которая у немцев называется *Rumpfgebirge*. Вершины хребтов, по описанию Чернышева, принимают иногда оригинальные очертания, — то в виде конусов, то в виде рядаobeliskov, то в виде затейливых фигур, напоминающих громадные урны. Эти формы образуются от действия господствующих северо-западных ветров. Это явление хорошо развито на платообразной поверхности Тиманского и Чайцынского Камней, в состав которых входит снежнобелый или желтоватый сахаровидный кварцевый песчаник, мощные слои которого разбиты отдельностями на крупные глыбы. Песчаник весьма рыхлый и легко выдувается ветром, покрывая склоны белым песком. Эоловую обработку наблюдала и Варсонофьев на склонах долины реки Коренной (приток верхней Цыльмы). В большинстве случаев, однако, вершины Тиманских хребтов представляют ровную поверхность, однообразную, покрытую лесами и болотами.

«Только побывавши на вершинах Тиманских хребтов и на его болотистых водоразделах, — пишет Варсонофьев, — можно дать себе отчет о громадной работе денудации, так сильно сгладившей и срезавшей рельеф этой древней горной страны и превратившей ее в слабо холмистое плато размыва. Проходя по ровным, покрытым болотистыми тундрами вершинам отдельных возвышенностей, трудно себе представить, что под их выбским моховым ковром скрыты подчас так сильно дислоцированные породы, свидетельствующие о происходивших здесь когда-то сложных горообразовательных процессах».

На вершинах Тимана попадаются разнообразные валуны, занесенные ледником. О бывшем оледенении свидетельствуют и ледниковые шрамы. По мнению Чернышева, настоящих моренных отложений здесь нет, так как они смыты трансгрессией моря. Позднейшие работы экспедиции Чернова выяснили, что типичные моренные отложения в бассейне Цыльмы имеют значительное распространение. Вместе с тем было установлено и наличие диагонально-слоистых песков флювиогляциального происхождения. Наоборот, морские осадки встречены не были, а слоистые глины, которые иногда замещают толщу валунных песков оказались озерными отложениями с растительными остатками. По реке Косме Варсонофьев установила хорошо развитую ледниковую толщу до 100 м мощностью, в основании которой залегают серые, неслоистые моренные глины с валунами, прикрытые валунными песками. Многочисленные ключи способствуют здесь образованию оползней.

Пеза, приток Мезени, и Цыльма, приток Печоры, сходятся своими верховьями. Их долины пересекают Тиман поперек, а их притоки образуют продольные долины. По берегам Цыльмы и Космы прекрасно выражены древние террасы, число которых местами доходит до трех. Террасы наблюдались и в долинах

других рек. Абсолютная высота хребтов, которые прорываются поперечными реками, значительно превосходит высоту водораздельных пространств, с которых реки берут начало. Указанное явление объясняется тем, что долины Тиманских рек представляют собою эпигенетические долины. Характер размываемых пород резко сказывается на форме речных долин. В областях развития ледниковых толщ или осадочных девонских пород долины широкие, мягко очерченные, с развитыми аллювиальными террасами. Пересекая порфириты, долины становятся дикими, каньонообразными, реки в них текут быстро и бурно, образуя многочисленные пороги и водопады, аллювий почти отсутствует.

К Тиману следует отнести и северную часть Канина полуострова. Западная оконечность полуострова — Канин Нос — была посещена экспедицией С. С. Григорьева, которая установила здесь наличие невысокого хребта, являющегося передним концом Канина Камня (Паэ). Он состоит из темносерого филита. Поверхность его плоская и покрыта обломками породы. Ниже идет уступ и денудационная терраса, наклонная к морю. На этой террасе лежат верховья речек и ручьев. Еще ниже идет вторая терраса, сильно заболоченная и состоящая из наносного обломочного материала. Самая нижняя терраса снова сложена коренной породой и составляет уже берег моря. Во время приливов она затапливается водой. Присутствие валунов чуждых пород на второй террасе дает основание Григорьеву допустить ледниковое ее происхождение, причем оледенение было местным. По Рамзю, Канинский Камень является горстом, образовавшимся вследствие сбросов СЗ простирания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Варсонофьев В. А. Очерки Тимана. Земл., 25, кн. 1—2. М. 1922.
2. Григорьев С. Г. Полуостров Канин. Тр. Геогр. научно-иссл. инст. при Моск. унив., М., 1929. 3. Обручев С. В. К геологии южного Тимана, ГВ, № 1—3. Л. 1928. 4. Чернышев Ф. Н. Орографический очерк Тимана, ТГК, № 12, № 1, Игр. 1915.

6. МЕЗЕНСКО-КАНИНСКАЯ БУГРИСТАЯ ТУНДРОВАЯ РАВНИНА

Мезенско-Канинская бугристая тундра занимает южную часть Канинского полуострова и часть материка, ограниченную на востоке Тиманским кряжем, на западе р. Мезенью, а на юге водоразделом между р. Пезой и реками, текущими в Ледовитый океан. (рис. 6). Административно она целиком заключается в пределах Архангельской области.

Канинский полуостров и побережье Чешской губы заняты тундрой. Эта тундра имеет своеобразную поверхность, состоящую из торфяных бугров, сложенных сфагновым мхом. Бугры («лади» или «моги») содержат внутри мерзлое ядро, имеют высоту около 3—5 м и отделены один от другого извилистыми и очень болотистыми каналами «ерсиями» (ярдеями). Происхождение такой тундры изучал Танфильев. Он обратил внимание на развитие бугров по берегам тундровых озер. Эти озера небольших размеров, окружены вертикально поднимающимися из воды черными торфяными «скалами» высотою в 3—8 м. Торфяные возвышенностии сложены сфагновым мхом, который постепенно растет вверх. Прирост в сторону будет более медленным, так как сфагnum плохо развивается в минерализованной воде. Разрастающийся бугор подпруживает воду, стекающую в озеро, и создает небольшой бассейн, по берегам которого в свою очередь возникают бугры и т. д. Так возникает сеть бугров и ерсей. Присутствие мерзлого ядра в бугре предохраняет его от расплывания. Ерсеи образуются также и от сближения двух соседних бугров.

Торфяные бугры, покрывающие тундру, имеют самые разнообразные формы: округлые, вытянутые, угловатые, звездообразные. Склоны их всегда крутые, даже отвесные, поверхность кочковатая и неровная. Длина их от 5 до 25 м. Состояние их плотное, благодаря близости мерзлоты, залегающей на глубине 35—40 см; лишайники придают им грязно-белый или седой цвет.

Разнообразие субстрата, на котором могут развиваться бугры, вызывает большое разнообразие в их формах. Будучи схожи по внешнему виду бугры, однако, значительно отличаются по своему генезису. Отсюда то изобилие мнений и теорий, которое мы встречаем у различных исследователей, изучавших процесс бугрообразования.

Бугры могут быть чисто торфяными без минерального ядра и торфяными с минеральным ядром.

Чильман считает бугристый ландшафт вторичным образованием, развивающимся от размывания сфагнового болота. Роль мерзлоты здесь пассивная и сводится даже к содействию отмиранию бугра, так как мерзлое ядро прекращает доступ воды по капиллярам снизу вверх, что ведет к отмиранию мхов и к замене их лишайниками.

Фрис, наоборот, приписывает мерзлоте и морозу активную роль в образовании бугристого мезорельефа. Согласно его взглядов мезорельеф постепенно развивается из микрорельефа работой мороза. Ветры сдувают зимой снеговой покров с наиболее повышенных частей микрорельефа, вследствие чего здесь идет интенсивное промерзание, и расширяющаяся при замерзании вода еще более способствует выпучиванию повышенной части. При повторении этого процесса каждую зиму бугор становится все выше, причем продолжающийся рост его содействует его оголению от снежного покрова. На вадутии образуется сфагновый ковер, который будет постоянно находиться в условиях невысокой температуры, влажного воздуха и возыщенного положения. Характерные особенности роста сфагнума еще более повышают вадутие, так что образуется бугор, покрытый сверху торфянником. Торфяной и сфагновый покров, вследствие плохой теплопроводности, способствует сохранению мерзлого ядра в центре бугра. Это мерзлое ядро служит центром холода и с наступлением зимы увеличивается в размерах, замораживая по периферии протекающую под подошвой бугра воду. Таким образом вадутие или бугор растет и снаружи и изнутри. По мере роста вглубь мерзлого ядра затрудняется циркуляция грунтовых вод, которые, встречая препятствие в виде водонепроницаемой центральной массы, начинают развиваться в сторону, обтекая препятствие. Вследствие этого бугор начинает расти не только вверх и вглубь, но и в горизонтальном направлении по линии стока вод. Образуются вытянутые бугры в виде валов, подобные тем, какие наблюдал С. А. Яковлев на Алтае. Рост бугра вверх прекращается, когда вершина бугра начнет сильно подсыхать и растрескиваться вследствие затруднений, причиняемых поднимающейся воде мерзлотою.

Изложенные теории дают объяснение процесса возникновения чисто торфяных бугров (кроме торфяных валов Яковleva, содержащих и минеральное ядро). Каждая теория может быть принята в отдельных случаях. Так для сфагновых бугров можно допустить естественное нарастание по Танфильеву, для бугров же гипновоосоковых такое нарастание невозможно и образование их должно быть, согласно теории Чильмана, приписано эрозии.

Но бугристый мезорельеф, как показывают наблюдения в других областях, может возникать и без исключительного влияния торфяных масс. Вся поверхность тундры к северу и северо-востоку от Урала, по Сукачеву, покрыта голыми пятнами, лишенными всякой растительности. На дневную поверхность в пятна выходят желто-бурые суглиники с примесью щебня. Поверхность почвы между пятнами покрыта сплошным травяным покровом. В первую половину лета почва пятен вязкая. Во второй половине твердеет, но под нею на некоторой глубине находится пльвиун. Это — так называемая «пятнистая тундра», которую Сукачев отличает, однако, от пятнистой или лысой тундры Танфильева. Эта последняя зимою лишена снегового покрова, поверхность ее сильно иссушается, трескается и разбивается трещинами на небольшие округлые площадки, вели-

чина которых колеблется от размеров блюдечка до размеров колеса. Площадки эти лишены растительности. Лысая тундра Танфильева соответствует «*rutmark*» Чильмана. «Пятнистая» тундра Сукачева развивается как на ровных местах, так и на пологих склонах. Пята в середине слегка выпуклы. В разрезе под пятном почвенные горизонты исчезают, вся почвенная толща состоит из желто-бурого, щебневатого суглинка. Получается впечатление, что это вылившаяся масса, как бы грязевый вулкан. Масса переполнена пустотами, как бы пузырьками газа, засохший кусок ее похож на ноздреватый кусок хлеба. Если нет под почвой плытуна, то пятна не образуются. Этот процесс разнообразится в зависимости от влажности. При сильно заболоченной поверхности с моховым или осоковым покровом получаются бугры до 2 м высотою и от 2 до 10 м в по-перечнике, покрытые сухим торфом, без растительности, чередующиеся с болотистыми понижениями. Иногда на торфе бугра видно пятно излившейся массы. Внутри бугра, под небольшим слоем торфа, находится минеральная масса, скованная на некоторой глубине мерзлотой. В начале лета мерзлота под буграми лежит на 20—50 см выше, чем в депрессиях, но в конце лета разница уровней сглаживается. При наступлении заморозков осенью мерзлота в депрессиях поднимается к поверхности быстрее, чем под бугром. Поверхность почвы сковывается морозом, и плытун, находящийся над поверхностью мерзлоты, зажимается между двумя твердыми мерзлыми слоями. Вследствие более быстрого замерзания в низинах плытун выдавливается под бугор, вслучивая его поверхность. При этом иногда бугор лопается с поверхности, и плытун изливается. Наблюдения Прасолова, повидимому, подтверждают теорию Сукачева. Прасолову приходилось наблюдать размытые бугры в виде небольших кольцеобразных возвышенностей до 30 м в пооперечнике, среди которых находился сплошной плытун и источник воды. Если же поверхность бугра оставалась неразмытой и по ней можно было ходить, то почва при ходьбе колыхалась, а из трещин выдавливался плытун. Сукачев полагает, что рост бугров будет продолжаться до тех пор, пока все бугры не сольются в одну сплошную поверхность, подняв таким образом уровень местности, а затем процесс возобновится. Это последнее заключение кажется маловероятным.

Объяснение, сходное с только что изложенным, давал Миддендорф, полагавший, что бугры образуются от выжимания грязи из трещин в глине, которые возникают при замерзании и закрываются при оттаивании.

По Драницыну, причиной образования бугров является вода, а не плытун. В плоских торфяниковых речных долинах-лайдах, где много наносов, скованных высоколежащей мерзлотой, накапливаются поверхностные воды, стекающие со склонов долин по водонепроницаемой мерзлоте. Это создает благоприятные условия для бугрообразования. На равнинах и возвышенностях, где мало поверхностных вод и давление в них слабое, там бугры невелики. Выпуклая форма бугров, по наблюдениям Драницына, определяется формой минерального ядра, а не вслучиванием торфа. Основная роль в образовании бугров принадлежит замерзающей воде. Как толща торфа, так и подстилающая бугры глина пронизаны многочисленными прослойками льда. Вечномерзлый бугор замораживает всякую воду, попадающую внутрь его, и тем самым постепенно увеличивается в объеме. Но при некоторой высоте замечается приостановка его роста, так как целостность торфяного покрова на поверхности нарушается благодаря размыванию. Минеральное ядро начинает оттаивать и оседает — бугор закончил свое развитие. Таким образом бугрообразовательная сила может довести бугор только до определенной высоты. Поэтому часто наблюдается тот факт, что бугры имеют одинаковую высоту. Можно различать поэтому молодость, зрелость и старость бугра. Драницын не согласен рассматривать давление плытуна как причину бугрообразования согласно теории Сукачева, указывая что при незначительной мощности оттаивающего слоя (30 см) плытун не может развить достаточно сильное гидростатическое давление.

«Бугры» — пишет Драницын — «возвышаются медленным нарастанием силы воды замерзающей, действующей незаметно и мощно подобно винту, так как здесь неизменно закрепляется малейший достигнутый эффект. Бугристо-ерсейный рельеф всецело является продуктом особенностей северного климата, особенно в виде наличия неглубокой вечной мерзлоты грунта».

В теории Драницына непонятным является резкое противопоставление

плывуна и воды. По Сукачеву, при замерзании расширяется плывун, по Драницыну — вода. Но ведь и плывун расширяется за счет воды. Повидимому, все дело сводится только к тому, что плывун не всегда выдавливается на поверхность. Поэтому и Сукачев, и Драницын признают в сущности одну и ту же причину, но проявление этой причины может принять различные формы.

Опыты, поставленные Сумгиным, показали, что плывун при известных условиях не только не расширяется, но даже может уменьшаться в объеме при замерзании. Но при известной степени влажности плывун ведет себя как жидкость. В окончательном итоге Сумгин приходит к выводу, что возможны оба пути при образовании бугров и пятен-медальонов — как тот, о котором говорит Драницын, так и тот, на который указал Сукачев. В крупнопесчаных грубо скелетных галечниковых наносах вода может свободно передвигаться и при достаточном количестве в одну зиму создать бугры, курганы и наледи. В более мелкоземистых грунтах накопление льда идет медленно и бугор растет в течение ряда лет. В очень мелкоземистых грунтах возможно выдавливание плывуна, указанное Сукачевым.

К этому следует добавить еще наблюдения Табера, который экспериментально доказал, что увеличение объема при замерзании происходит не только от расширения воды, но и от присасывания воды из соседних областей, еще не замерзших. Происходит как бы концентрация воды в замерзающей части, вследствие чего возникает сильное давление (до 15 атмосфер). Ясно, что выводы Табера только подтверждают приведенное выше основное положение — главнейшая роль в процессе бугрообразования принадлежит расширяющейся при замерзании воде. При этом следует принять во внимание также то давление, которое оказывает выделяющийся из воды при замерзании воздух. Как показывают последние исследования И. Я. Баранова, роль этого давления в процессе расширения при замерзании весьма значительна.

А. А. Григорьев полагает, что бугры, встречающиеся в европейских тундрах, не сходны по генезису с сибирскими. У них, во-первых, нет ледяного ядра. Во-вторых, они состоят из сфагnuma, тогда как сибирские — из гипно-осокового торфа. В-третьих, в европейских буграх не всегда имеется минеральное ядро. В-четвертых, разрушение бугров происходит путем слущивания и разевания.

Изучением процесса бугрообразования занимались многие исследователи, особенно почвоведы и ботаники. В работе Ануфриева — «О болотах Кольского полуострова» — сделана сводка различных мнений по этому вопросу, причем автор пишет: «бугрообразовательный процесс является функцией сложного комплекса как более общих, так и чисто местных факторов, и если этот процесс приводит к неодинаковым результатам, то весьма вероятно, что и основные причины, вызывающие его, различны. Отсюда понятно, что ни одна из рассмотренных выше теорий не только не может претендовать на универсальность для такой огромной области распространения, как север Евразии, но и в пределах ограниченного естественного района не будет в состоянии охватить все проявления бугрообразовательного процесса».

Кроме бугристой тунды, встречается весьма часто совершенно ровная, сухая, глинистая, пятнистая тундра. Она состоит из голых глинистых пятен, величиной с тарелку или колесо. Пятна рассеяны среди сухой тунды, покрытой растительностью.

По мнению Городкова, такая тундра происходит от действия мороза на обнаженную почву: глинистая почва растрескивается и дает начало полигональным образованиям, по краям которых селится растительность. Во время таяния снегов и летних дождей пятна расплываются. Сукачев, как уже указывалось выше, объяснял образование пятен на тундре излияниями жидкой почвенной массы, которая выдавливается изнутри силой расширяющейся при замерзании воды.

Драницын также дает описание пятнистой тунды, или медальонной, как он ее называет. Эта медальонная тундра, повидимому, иного происхождения, чем пятнистые тунды Тан菲尔дева или Сукачева. Она приурочена исключительно к лайдам, на хребтах ее нет. Это — «голые глинистые пятна среди пухлого лишайниково-кустарникового покрова», овальной формы, часто веретенообразной,

причем концы веретена представляют сходящую на нет трещину, расширяющуюся посередине в пятно. Размеры пятен различны, но чаще бывают в 1—1,5 м длиною, 0,5—1 м шириной и 5—20 см высотою. Поверхность пятна не вполне оголена: на ней растягивается тонкой корочкой мх, рассеченный трещинами, чаще вдоль пятна. В теплое время года пятна протаивают более глубоко, чем почва под растительным покровом, весною они топки, летом обсыхают, на них лежат гальки, иногда довольно крупные.

При сближении нескольких пятен образуется ямка или в виде канавы, или в виде треугольника, или четырехугольника. Этими углублениями пользуются кустарники, особенно ива (рис. 5). При разрезах пятна не наблюдалось пограничной растительности. Гумусового горизонта нет, почва представляет серовато-зеленоватую суглинистую или суглинисто-иловатую массу со ржавыми примазками, нежной структуры, листовато-пластичной, причем отдельные пластинки горизонтальны, коротки и разделены порами. Эта почва напоминает горизонт A_2 структурного подзола и солончака, вскипает с кислотой.

Пятна являются, таким образом, «арктическими солончаками» среди выше-ложенных почв тундры. Излияний плывунов Драницын никогда не наблюдал. Ни морфология, ни химизм почв пятен не имеют ничего общего с плывуном.

Растительность

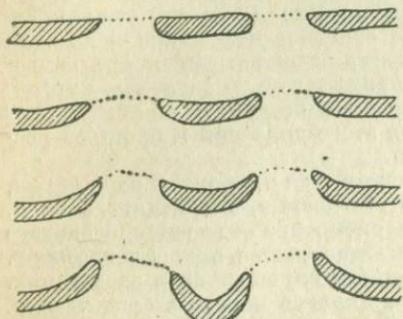


Рис. 5. Развитие пятнистой тундры по Драницыну.

щаяся вода оставляет соли, минерализуя почву пятна, которая обнаруживает карбонатность по всей своей толще, тогда как под тундрой карбонатность обнаруживается только ниже слоя мерзлоты.

Григорьев считает, что пятнистая тундра европейского севера развивается иначе. Пятна здесь плоски, а не выпуклы. Возникают они вследствие растрескивания растительного покрова на площадях, лишенных снега, и превращения такой трещины в пятно. Генезис другого вида пятнистой тундры, описанного Григорьевым, совершенно сходен с генезисом, который принимает Городков. Но Городков указывает, что процесс промерзания пятнистой тундры идет обратно тому, как представляет Григорьев. Он отрицает также влияние вечной мерзлоты, даже косвенное. Возникает вопрос, почему же тогда пятнистая тундра приурочена к поясу вечной мерзлоты.

Третий тип тундры, встречающийся в области, будет торфяно-кочкарный, развивающийся на ровных, заболоченных поверхностях, сплошь покрытых торфяным слоем в 30—60 см мощностью. Кочки, слагающие такую тундуру, небольшие и состоят из стеблей мха *Polytrichum* и злака *Festuca ovina*. Наблюдения Григорьева в Большешемельской тундре показали, что характер этого микрорельефа бывает различен в зависимости от субстрата. На суглинках мелко-буристый микрорельеф отличается сложным строением, под торфом

обычно встречается минеральная основа, полностью повторяющая все подробности поверхностного микрорельефа. На песке микрорельеф проще. В разрезах почв льда не обнаружено, но почвенные горизонты ясно выражены, указывая на длительную давность этих форм, образовавшихся при более суровых климатических условиях. Бугры на песчаной основе являются формой, развившейся на бугристых песках в условиях предшествовавшего континентального климата.

Южная граница тундры представляет извилистую линию, причем эта линия дает большие изгибы к северу в тех местах, где она пересекает долины рек. Здесь склоны долин и речные террасы покрыты лесом, тогда как на водоразделах он отсутствует. Возникает вопрос, имеем ли мы дело с внедрением леса в тунду или, наоборот, с наступлением тундры на лес. Большинство авторов, изучавших этот вопрос (Берг, Танфильев, Сукачев и др.), поддерживают последнее мнение. Надвигание тундры на лесную зону обусловливается целым рядом факторов, среди которых рельеф играет не последнюю роль. По мнению Зеккеля, сильные ветры, сдувая снег с тундры, заполняют им долины рек. Большие массы снега препятствуют зимнему промерзанию почвы в долинах и содействуют тем самым развитию древесной растительности. Южной границей тундры в этой области можно считать водораздел между верховьями правых притоков Пезы и рек, текущих в Чешскую губу.

В районе г. Мезени Датский установил деградацию вечной мерзлоты. Это происходит как от изменения климатических условий, так и от деятельности человека. Процесс деградации приводит к тому, что торфяные бугры подтаивают и оседают. На месте их возникают небольшие озерки, впоследствии застраивающие осокой. В связи с этим и вопрос о наступлении тундры на лес становится вновь неопределенным.

Канин полуостров покрыт на большом протяжении бугристой тундрой, под которой залегают моренные отложения (по Рамзею) и постприоценовые (по Чернышеву). Морские берега полуострова обрывисты и сильно размываются морем. Только участки, сложенные твердыми породами, выдерживают размытие и выдаются в море в виде мысов (Канин Нос, Микулин, Лудоватый, Конушин). Севернее Конушкина мыса валунные отложения образуют группу холмов, известную под названием Шомоховских сопок или гор (90 м). По мнению Берга, эти холмы являются конечной мореной. К востоку от них, поперек полуострова, проходит долина, занятая реками Чижей и Чешей и соединяющая Мезенский залив с Чешской губой. Происхождение этой долины Рамзей объясняет так: в ледниковую эпоху верхняя Пинега составляла верховье реки Кулоя и, образуя с ним одну реку, протекавшую вдоль края ледника на север, сливалась с Мезенем в области Мезенского залива и впадала в Чешскую губу через упомянутую поперечную долину. По мнению Поле и Житкова, эта долина является остатком морского пролива.

Горбацкий, изучавший береговую полосу полуострова в юго-восточной части, описывает ее как тундровую равнину с огромным количеством озер. Озера эти разнообразны по форме и размерам, содержат осоково-моховые острова, часто смыкаются между собою или соединяются болотными участками — ерсиями. Остатки днищ древних озер доказывают, что прежде озер было еще больше. Пространства между озерами представляют бугристую тундру. Бугры имеют размеры 2×1 , 5×0 , 8 м и относятся к осоково-сфагновым без минерального ядра. Встречается и мелкобугристый рельеф. Тундровая равнина или обрывается в море уступом в 7—10 м, или же переходит в однообразную, ровную низменную равнину, заливаемую морскими приливами «лайду». Лайды приуро-

чены к долинам рек, или сохраняющих постоянное течение, или же текущих только временами, весною или после дождей. На крутых берегах часто встречаются понижения, плавно поднимающиеся вглубь страны. Поверхность этих впадин представляет темные илистые площадки, разбитые трещинами на многоугольники и обычно лишенные растительности. Горбацкий считает их днищами спущенных озер. Образования подобного же рода, но более узкие (от 2 до 50 м) являются результатом абразии устьевых участков долин ручьев и речек. Он называет их «проломами». Оттапывание мерзлых торфяных горизонтов и глинистых слоев, часто залегающих на мерзлоте, вызывает появление многочисленных грязевых потоков, которые образуют широкие расплывшиеся слоисто-ступенчатые конусы выноса. Аккумулирующая работа моря особенно сильно проявляется в юго-западном углу Чешской губы. Приливы здесь достигают 7 м высоты и заходят далеко в русла рек (до 100 км), создавая обратное течение. В результате возникают на прибрежной полосе в 300 м шириной мощные береговые валы. Высота валов достигает 2 м, склон к морю имеет длину в 3 м, склон от моря — 11—12 м. Валы обычно приурочены к устьям рек и притом наиболее крупных. Материалом для их образования являются, таким образом, речные выносы. Абрационная работа производит здесь, по выражению Кленовой, естественный механический анализ. Приливо-отливные течения взмучивают материал, а постоянное течение уносит его в сторону.

Все черты прибрежного рельефа свидетельствуют, по Горбацкому, о положительном движении береговой линии, скорость которого он определяет в 2 м в год. При таком разрушении берегов через 15000 лет Канинский полуостров отделился от материка.

Северная часть полуострова — Канин Камень — была описана раньше.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ануфриев Г. И. О болотах Кольского полуострова. Изд. Геогр. инст. Л. 1922. 2. Берг Л. С. Зона тундр. Изв. Лигр. гос. унив., 1, 1929. 3. Горбацкий Г. В. Постплювиоценовые отложения и рельеф юго-восточного побережья полуострова Канина. ИГО, 64, в. 6. Л. 1932. 4. Городков Б. Н. Вечная мерзлота в Северном Крае, ТСОПС, сер. север. в. 1, Л. 1932. 5. Городков Б. Н. Крупнобугристые торфяники и их географическое распространение, Природа 1928. 6. Григорьев А. А. Типы тундрового микрорельефа субарктической Евразии. Земл., 27, в. 1—2. М. 1925. 7. Датский Н. Г. Южный предел распространения вечной мерзлоты в Мезенском районе Северного края. ТКЧП, 5, М. 1937. 8. Драницын Д. А. О некоторых зональных формах рельефа крайнего севера, Почвоведение, 1914. 9. Житков Б. М. По Канинской тундре, ЗРГО, 41, № 1. СПБ. 1904. 10. Зеккель Я. Д. Некоторые особенности северной границы леса, ИГО, 64, в. 4—5. Л. 1932. 11. Kihlman A. O. Pflanzenbiologische Studien aus Russischem Lappland, Acta soc. Fenn., 6, 1890. 12. Кузнецов Н. И. — «Лайды» в низовых р. Енисея, их строение, образование и место в классификационной схеме болотно-лесных образований, Тр. Пол. ком. Ак. наук, 12, Л. 1932. 13. Ливеровский Ю. А. Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. ТГИ, 7. Л. 1933. 14. Отчеты экспедиции Русского географического общества на полуостров Канин в 1902 г., ЗРГО, 41, № 1. СПБ. 1904. 15. Панов Д. Г. Полягональные образования Канинской тундры, ИГО, 65, в. 4. Л. 1933. 16. Прасолов Л. И. О мерзлоте в почвах юго-западной части Забайкальской области и в Монголии, Тр. Троицкосавско-Кяхт. отд. Приам. отд. Геогр. общ., 1912. 17. Ramsay W. Beiträge zur geologie der Halbinsel Kanin, Fehnia, 31, № 4, Hels. 1911. 18. Рихтер Г. Д. Некоторые сведения о торфяных буграх в районе Нюдозера (Мурманский округ), 3, Л. 1934. 19. Сукачев В. Н. К вопросу о влиянии мерзлоты на почву, Изв. Ак. Наук, 1911. 20. Сумгин М. И. К вопросу о вечной мерзлоте в торфяных буграх на Кольском полуострове, Тр. Ком. по изуч. вечн. мерзл., 3, Л. 1934. 21. Танфильтев Г. И. Пределы лесов в полярной России, Одесса, 1911. 22. Танфильтев Г. И. По тундрам тиманских самоедов летом 1892 г. ИГО, 30, в. I. СПБ. 1894. 23. Fries Th. C. E. Botanische Untersuchungen im nördlichsten Schweden, 1913.

7. СЕВЕРОДВИНСКАЯ ОБЛАСТЬ ДРЕВНИХ ЛОЖБИН

Эта область занимает часть Северодвинского речного бассейна к северу от Сухоны и Вычегды от Ваги до Пинеги, бассейн Кулоя и Мезени (рис. 6). Административно она составляет часть Архан-

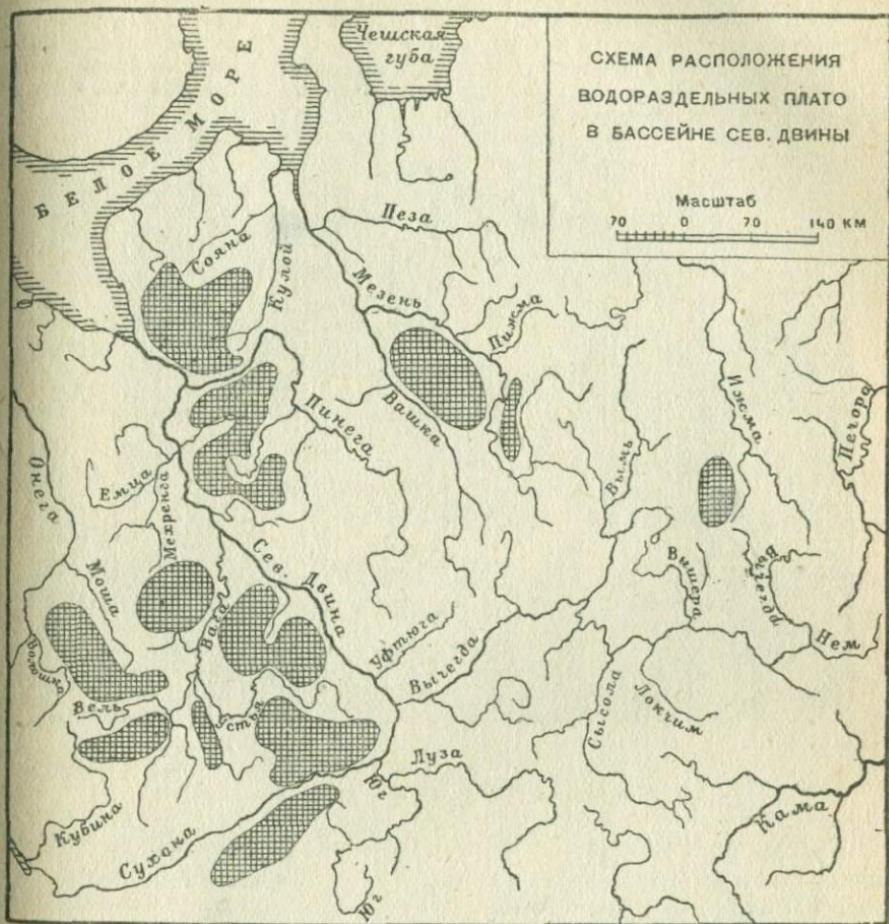


Рис. 6.

тельской области, восточная ее часть принадлежит к территории автономной республики Коми, южная часть входит в пределы Вологодской области. Область характеризуется наличием древних ложбин, которые местами вскрыты эрозией, местами погребены под толщей четвертичных отложений. В первом случае они обусловливают широкие долины современных рек, иногда совсем не соответствующих своим долинам. Область пересекается с ЮВ на СЗ Северной Двиной и ее притоками, текущими с ЮЗ на СВ и в обратном направлении. По рельефу она представляет чередование волнистых

плато с широкими плоскими ложбинами, переходящими на севере в плоскую равнину (бассейн р. Кулоя).

В основании ее лежат пермские отложения, представленные красными глинами, пестроцветными мергелями, гипсами и известняками. Только на востоке, по течению рек Вычегды и Выми, выходят верхнеюрские и нижнемеловые глины, мергели и слюдистые пески, лежащие, однако, иногда не в коренном залегании.

По Чернышеву, по Пезе у с. Лобань выходят юрские породы (мергель, известняк). Отсюда они идут к Мезени на юг через р. Няфту, встречаются на Кыме, на Вашке, на Пижме, по верхней Мезени. Поверхность коренных пород сильно размыта. Эти породы иногда непосредственно выходят на поверхность, чаще же прикрыты сверху моренным суглинком.

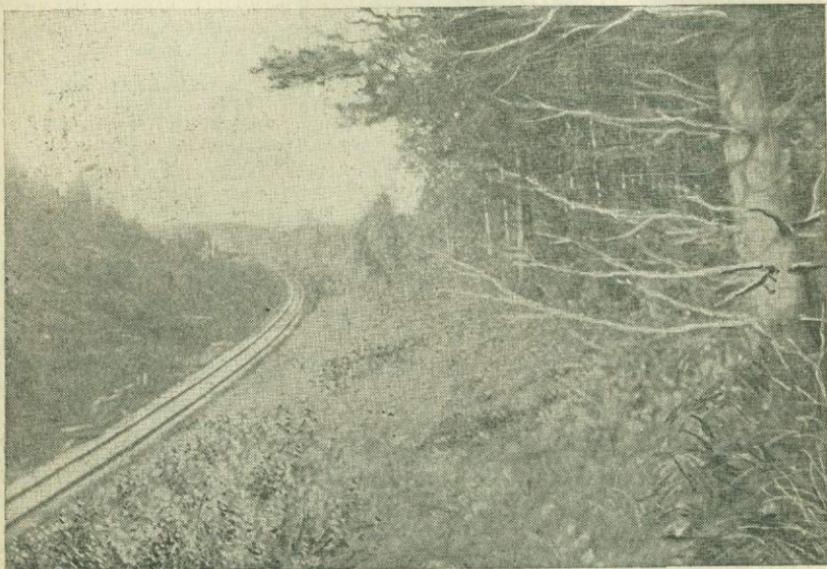


Фото В. Я. Филиппович.

Ландшафт к югу от г. Архангельска.

Красюк отмечает характерное для некоторых ложбин всех северных областей от Канинской тундры до Ленинграда, Вологды, Кирова наличие двухчленного наноса: моренного суглинка и маломощного слоя супеси. Эти два горизонта наносов резко отличаются один от другого и имели, повидимому, различное происхождение. Такое строение почвы в условиях равнинного рельефа на водоразделах приводит к заболачиванию, особенно при вырубке леса. На пологих же склонах такие почвы не заболачиваются и, в случае расположения их на карбонатных породах, являются весьма плодородными. По реке Мезени и отчасти по ее притоку Пезе выходят на поверхность пермские мергели, возвышаясь над рекой иногда отвесными стенами до 25 м. Размывание и растворение мергелей способствует образованию здесь глубоко волнистого рельефа, местами увалистого, с крутыми склонами. Пестроцветные пермские породы дают красноватые, плодородные почвы. По реке Кулой имеется ряд минеральных клю-

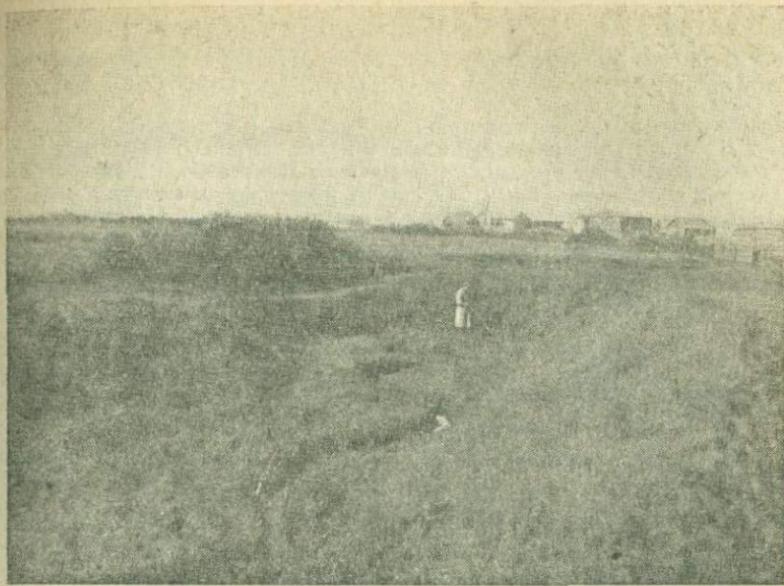


Фото А. И. Яуншутнина.
Пойма р. С. Двины в области развития пермских известняков. Понор
слепой долины, врезанной в пойму.



Фото А. И. Яуншутнина.
Карстовая воронка в пойме р. С. Двины в районе развития пермских
известняков.

чей и выходы соленых растворов, получающихся от выщелачивания пермских пород. В областях залегания гипса наблюдается карстовый ландшафт.

Поверхностные отложения принято относить к северной морской трангрессии. Но в виду слабой изученности области степень распространения морского постплиоцена не выяснена. По данным Понагайбо, морские отложения залегают под песчано-валунным напосом на пространстве между Кымом и Пезой, по Пижме, по Вашке, по Мезени и в других местах. Наибольшая высота залегания у с. Ертом на Вашке равна 137 м. Наличие этих отложений способствует заболачиванию местности. Этую отметку надо считать преувеличенной. Повидимому, уровень залегания бореальных отложений не превышает 40—60 м и встречаются они только в ложбинах.

Колебания рельефа в пределах области доходят до 150 м. Водораздельные пространства представляют волнистые равнины, подняты над ложбинами на 70—100 м (до 236 м абр. выс. — Летовские холмы на правом берегу р. Суры), причем переход от ложбин к водоразделам обычно выражен резким уступом в 60—80 м высотою.

Четласский Камень, с которого берут начало Мезень и ее притоки Курмыш и Пижма, дает к западу в пределы области два отрога в виде хребтов. Один из них идет на юг и заполняет на протяжении 150 км излучину верхней Мезени, которая, обтекая хребет, идет сначала на юг, потом поворачивает на запад и на север, образуя значительную петлю к югу. Второй отрог проходит между Курмышом и Пижмой. От Косминского Камня отходят три отрога. Первый проходит между Пижмой и Сулой, второй между Сулою и Кымом в виде плоской возвышенности, из болот которой берут начало реки Цильма, Сула, Кым и Блудная, расходящиеся в разных направлениях. Третий отрог проходит между Кымом и Пезой. Независимо от Тиманских возвышенностей, к западу от Мезени, между нею и р. Вашкой, проходит заметная возвышенная гряда, идущая сначала на север, потом на северо-запад. Она пересекает Мезень, продолжается между притоками Пезы — Няфтой и Орловцем, пересекает Пезу и теряется к северу от этой реки. Отроги этой гряды образуют высокие (25 м) правые берега Мезени от Палащелья до Дорогорской.

Берега рек, сложенные постплиоценовой глиной, под влиянием размывающих ключей склонны к оползанию. По наблюдениям Волосовича, оползни иногда достигают громадных размеров: ползут участки леса и пашни, сползшие участки земли образуют террасо-видные уступы. Иногда по берегам некоторых северных рек наблюдаются так называемые «согры» — заболоченные места, заросшие елью, лиственницей, бересой, заваленные стволами отмерших деревьев. Согры занимают пойменные участки рек и имеют в ширину 1—3 км, заканчиваясь перед древним речным берегом, возвышающимся иногда над рекой на 20—30 м. Расчищенные согры превращаются в прекрасные сенокосные угодья.

По рекам Пинеге, Кулою и Сотке залегают гипсы на небольшой глубине от поверхности. От растворения гипсов появляются провальные воронки, и местность принимает характер карстового ландшафта. В береговых обнажениях выступают толщи белых и розовых гипсов,

селенита, алебастра, часто встречаются пещеры с подземными реками и озерами. Здесь есть карстовые реки, никогда не замерзающие (тальцы), и скопления льда, никогда не тающие. Карстовые явления, повидимому, развиты сильнее, чем это известно по описаниям, но местность в этом отношении слабо изучена. Наиболее крупным проявлением является Кулозеро. Воронки здесь известны под местным названием «мурги» или «шолопы».

К югу от г. Мезени тундра сменяется лесотундрой, по долинам рек появляется древесная растительность (тайбы), кочкарники исчезают, болота (согры) чередуются с невысокими лесными массивами, сильно угнетенными в росте. Тем не менее болота занимают здесь еще 75% всей поверхности. Ряд признаков указывает, что заболачивание прогрессирует на севере. Об этом свидетельствуют песчаные острова на болотах, отмирание древесной растительности, стволы деревьев, погребенные в толщах мха и торфа.

Все речные долины области имеют террасы, наибольшее число которых доходит до четырех. На Мезени высоты террас будут: 14, 18, 23 и 35 м над рекой при общей ширине в 1,3 км (у с. Селиба). Особенно широко развиты террасы по р. Вашке и по среднему течению Мезени. На Вашке общая ширина террасовых площадей доходит до 9 км.

Рельеф лесотундры более расчленен, чем в тундре, но в общем слабо волнистый. Волнистый рельеф создан ледниками грядами, которые ориентированы обычно с севера на юг; вообще же направление их совпадает с направлением рек, свидетельствуя о том, что современный рельеф формировался на основе древнего. Южнее площадь болот сокращается, местность лучше дrenируется, появляются строевые леса, достигающие прекрасного развития по берегам многочисленных рек. Рельеф и здесь слабо волнистый, сильнее расчлененный по речным склонам.

Исследования последних лет обнаружили в области широко распространенный конечномореный ландшафт (верховья рек Обокши и Левашки, верховья р. Мехренги, в среднем течении реки Выи, по рекам Суре, Уре и Юле, в верховьях реки Явзера). Хорошо выраженных моренных дуг не наблюдается. Ландшафт представлен беспорядочно разбросанными холмами в 10—15 м высотою. Понижения между холмами заняты обычно болотами, реже озерами. Кроме того, по возвышенностям наблюдаются полого холмистые ландшафты донной морены при относительных высотах в 6—8 м, также с заболоченными понижениями. Камы распространены по правым притокам рек Покшенги, Шатогорки и Белой, по р. Сие и прилегающей части Северной Двины, по правобережью Северной Двины между с. Сийским и р. Пинегой, по р. Ваймуге и по водоразделу рр. Моржовки и Мягдомы. Наиболее развиты сийские камы, занимающие полосу в 100 км длиною, выпуклую к юго-востоку. Высота холмов доходит до 35 м. Среди камов разбросаны болота и живописные озера. Кроме холмов, здесь наблюдаются также гряды, напоминающие озы и конечные морены. Генезис этой камовой полосы Яунпутнин объясняет краевой аккумуляцией, отмечающей длительную остановку

отмывающего ледника (сийская фаза). Весьма сходны с ледниково-холмистыми ландшафты водноледниковые, аккумулятивные.

Местность в бассейне Вычегды представляет плоскую равнину, слабо наклонную к Вычегде и на запад. Высота ее 120—200 м. На востоке выделяется резкой грядой Тиманский кряж, к западу от которого проходит ряд парм, являющихся, повидимому, останцами размыва. Относительная высота их 80—100 м. Окружающая их равнина в бассейне р. Выми имеет высоту 108—120 м. К югу в долине Вычегды высоты равняются 40—95 м (четвертая терраса). Левобережная равнина в бассейне р. Локчим выше, доходит до 150—190 м,

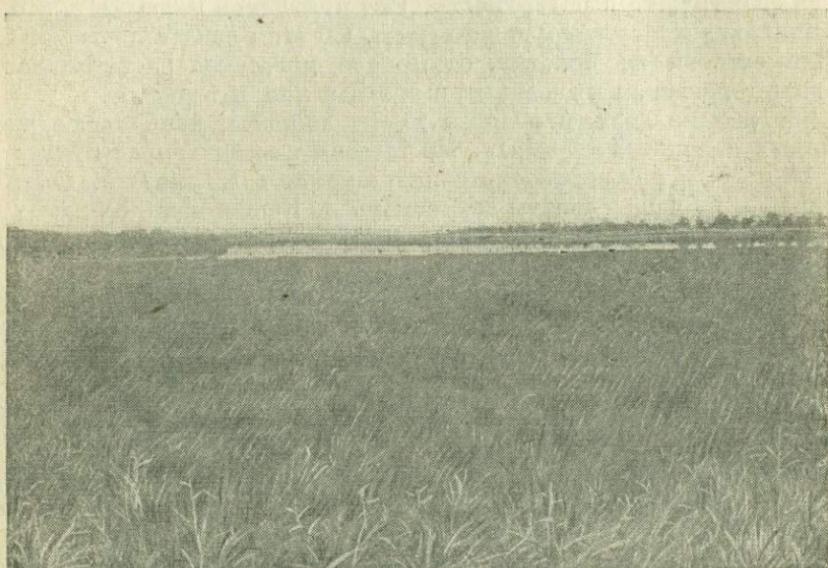


Фото В. Я. Филиппович.

Ландшафт в дельте С. Двины.

даже до 270 м, в наиболее высокой части. На запад от рек Выми и Локчима район имеет характер ровного плато, высотою 160—170 м, сильно расчлененного эрозией. Долины хорошо разработаны, имеют глубину до 30 м, у Вычегды 50—60 м. Долина р. Вишеры лежит в доледниковой ложбине. Такая же ложбина тянется от среднего течения р. Виледи на Верхоталье, к Альмежу, Опарину и к водоразделу рек Моломы и Лузы. Долина Вычегды также располагается в доледниковой ложбине. По мнению Яунпутнина, Вычегда является верхней частью Северной Двины. Это мнение основывается на сравнении долин обеих рек.

Бассейн реки Ваги был обследован Лихаревым, который установил, что в строении местности принимают участие верхнепермские породы. На них налагаются две толши ледниковых отложений — ватунная глина и пески. Под верхней мореной встречены морские пост-

плиоценовые отложения — осадки бореальной трансгрессии, что указывает на два оледенения с промежуточной трансгрессией. Местами попадаются скопления валунов и песков в виде невысоких грядок, ориентированных, повидимому, с СЗ на ЮВ и представляющих по всей вероятности друмлины. По наблюдениям Лихарева, границей распространения морских отложений может служить высотная отметка 100 м. В верховьях Ваги проходят гряды конечных морен, высотою до 37 м, резко выраженные в рельефе.

В бассейне этой реки и в соседних районах местность представляет лесистую равнину, однообразие которой нарушается тремя крупными понижениями, вытянутыми на СЗ. В этих понижениях располагаются долины Северной Двины, Ваги и Моши с Мошинским озером. Кроме этих крупных понижений, можно отметить еще ряд второстепенных, занятых долинами притоков упомянутых рек. Некоторое разнообразие вносят также небольшие всхолмленные участки. Колебания рельефа довольно значительны — от 14 м при устье Ваги до 250 м к северу от ст. Няндомы, — но мало выражены, так как нарастание высот идет постепенно. Только в некоторых местах оно выражается резко — уступ у ст. Междуречье, долина р. Вели и т. д. Хорошо выраженный уступ (40—90 м) наблюдается на водоразделах на расстоянии 10—40 км от русла главных рек. Вдоль Северной Двины идет плоская ложбина, шириной до 60 км, ограниченная с СВ Двинско-Пинежским водоразделом, а с ЮЗ Устьянским плато (140—250 м), продолжающимся далеко на юг за р. Сухону до Сухоно-Унженского водораздела. Это плато резко ограничено с севера и запада уступом. Происхождение Двинской ложбины сложное. Повидимому, здесь имеется тектонический прогиб, разработанный доледниковыми речными потоками.

Двинская депрессия имеет в общем СЗ простирание и такой же уклон. На юге ее ширина доходит до 70—80 км, а на севере, между Емцой и Обокшой — 30 км. Высоты здесь не превышают 30—50 м.

Онего-Двинское междуречье Толстихины делят в геоморфологическом отношении на три крупных единицы: онежскую депрессию на западе, палеозойский массив в центре и на юге, двинскую депрессию на востоке. Из этих единиц самой крупной является палеозойский массив, представляющий слабо расчлененное плато высотою от 100 до 150 м. К нему приурочены наивысшие точки края, расположенные между ст. Емца и ст. Холмогорской (до 230 м), а также к востоку от озер Нижнее и Верхнее Кармозеро, на водоразделе между этими озерами и бассейном р. Ваймуги.

Вдоль реки Ваги проходит другая ложбина, шириной от 25 до 80 км, сливающаяся на севере с двинской и образующая к северу и востоку от г. Шенкурска равнину типа Полесья. На юге эта ложбина по долинам Кулоя и Кокшеньги соединяется с Сухонской впадиной. Эта ложбина является древней продольной долиною. С запада к этой равнине подходит уступ Ледской возвышенности, идущей на запад до долины р. Моши, а на юг до долины р. Пуи. Высота ее, по данным Яунпутнина, до 200 м. Поверхность ее плоская, на ней выде-

ляется только полоса холмистых образований в верховьях р. Леди и по среднему течению р. Лепши.

Вдоль р. Моши проходит третья ложбина, резко ограниченная с ЮЗ и СВ уступами. Эта впадина представляет дно озерного бассейна, освободившееся от воды сравнительно недавно. Долиной р. Пуй эта впадина соединяется с Важской. К югу от Пуйской долины и к западу от Важской расположено Кубинско-Вельское плато, охватывающее бассейн р. Вели и верховья р. Кубины (до г. Кадникова). Поверхность этой возвышенности разнообразится аккумулятивными холмистыми участками и рассечена трапецевидными долинами, придающими ей вид плато. Высота плато 210—230 м.

Местность в районе озер Кубинского, Чарондского и Белого Семенова характеризует как плато, разбитое на части озерными депрессиями. Мы имеем здесь плато к востоку от Чарондского и Кубинского озер, плато между Шексной и Кубинским озером и три депрессии, занятые упомянутыми озерами. Первое плато имеет высоту на СВ до 200 м, но постепенно снижается на юг и юго-запад до 125 м, обрываясь более или менее ясно выраженным уступом к депрессии Кубинского озера. Поверхность плато расчленена эрозией и имеет местами холмистый характер. Второе плато имеет слабо волнистую поверхность, расчлененную эрозией. В центре и на юге высота его до 200 м, к окраинам оно снижается до 112—102 г. Проходящий здесь водораздел Каспия и Белого моря ничем не выражен, слагаясь из более мелких частных водоразделов, нередко заболоченных.

Долины иногда относятся к типу «древних». Часто у крупных рек долины имеют составной характер: верховья — результат современной эрозии, средняя часть — долина древнего потока, низовья лежат в озерных низинах. Число террас (с поймой) не превышает трех.

Район сложен мощной толщей (до 100 м) четвертичных отложений, под которыми залегают коренные породы (карбон, пермь, триас). Выходы коренных пород очень немногочисленны и часто являются отторженцами. Четвертичные отложения представлены двумя моренами, между которыми залегает песчано-глинистая или песчано-галечная межморенная прослойка. Поверхней морены залегают флювиогляциальные пески и галечники, иногда бурые безвалунные суглинки лёссовидного типа.

Четвертичные отложения облекают неровности доледникового рельефа, который в сущности обуславливает современный рельеф. Доледниковый рельеф имел, по Семеновой, равнинный характер с уклоном на юг. Равнинность нарушилась только депрессиями, в которых теперь залегают крупные озера. Происхождение этих впадин неизвестно. В ледниковые времена они были в значительной степени заполнены осадками. Влияние древнего рельефа оказывается особенно заметно в восточной и южной части района. Только на СЗ преобладают аккумулятивные ледниковые формы.

Водосборные бассейны, занимавшие депрессии, оставили три абразионных поверхности, ограниченные береговыми линиями на высоте 50, 20 и 5 м. Высота верхней поверхности равна 80—100 м над дном депрессии. Это — плато коренного берега, сложенное

валунным суглинком. Средняя поверхность проходит на высоте 20—40 м и сложена безвалунным суглинком или (реже) флювиогляциальными отложениями. Нижняя поверхность полого падает к уровню современных озер с высоты 5—10 м и сложена озерными осадками. Две нижних поверхности в долинах переходят в террасы.

Древние долины имеют или корытообразный или коридоробразный профиль. Последний тип встречается реже и по возрасту, повидимому, моложе. Он характеризуется почти отвесными склонами при небольшой ширине с одной террасой или совсем без террас. Террасы отсутствуют также в районе безвалунных суглинков. Древний рельеф местами вскрывается современной эрозией. К современным явлениям надо отнести и карстовые формы около Дружинского озера и около Ярбозера.

Указанные выше плато представляют выступы коренных пород, которые местами даже выходят на поверхность. Эти выходы коренных пород, по мнению Яунпутнина, представляют структурные уступы, обусловленные чередованием более стойких пород с более податливыми. Уступы напоминают отчасти куэсты, отчасти ступени суши.

Древней ложбиной будет впадина по р. Емце, шириной до 80 км. По р. Пинеге вытянута такая же ложбина, шириной свыше 120 км, переходящая через Кулойско-Пинежский и Пинежско-Мезенский водоразделы в бассейн Кулоя и Мезени и примыкающая затем к Мезенскому заливу. Между низовьями Пинеги и Белым морем возвышается Беломорское плато, ограниченное от долины р. Пинеги и р. Кулоя Беломорско-Кулойским уступом. Ровная поверхность Пинежско-Мезенской низины создана, по мнению Яунпутнина, абразионной деятельностью моря. Другая ветвь низины идет вверх по Пинеге вплоть до устья р. Нуухчи. Ширина ее 50—60 км. Поверхность всех этих низменных ложбин имеет равнинный характер и сильно заболочена. Речная сеть врезана на глубину 20—40 м. Вдоль верхнего течения р. Сухоны по направлению к Кубинскому озеру расположена Сухонская впадина, имеющая доледниковое происхождение.

Позднейшие ледниковые и послеледниковые формы расположены на этих крупных формах доледникового рельефа.

Долины Яунпутнина делит на три категории: 1) долины, унаследованные от доледникового рельефа (рр. Устья, Верюга, Вель, Подюга, Пуя, Паденьга, Ледь). Они обладают значительной шириной (1—1,2 км), глубоки (40—60 м) и имеют трапециевидный поперечный профиль. На склонах их наблюдается не более трех террас; 2) долины, образованные в послеледниковое время, но предопределенные, быть может, частично стоком талых вод (рр. Вага, Сев. Двина, нижние части рек 1-го типа). В поперечном профиле они сходны с предыдущими, но уже их — 200—300 м,¹ местами имеют вид трубы. Глубина их 20—45 м. В пределах Важской ложбины наблюдаются две террасы, а в Двинской только одна; 3) современ-

¹ Кроме долины С. Двины, ширина которой доходит в среднем до 2 км.

ные долины — узкие, V-образные, без террас. Они расположены по краям возвышенных участков и вдоль бортов древних долин 1-го типа.

Генезис равнинных участков определяется или равнинным характером коренных пород, прикрытых пассивно залегающим пластом морены, или же ледниково-водным размывом. Встречаются также аллювиально-озерные песчаные равнины. Равнинные пространства со сглаженным рельефом преобладают в Архангельском, Холмогорском и других районах, волнисто-холмистый ландшафт с сетью логов, ложбин и балок встречается в Кадниковском, Шенкурском и Тотемском районах. Местами выделяются резкие контуры озов, сельг, друмлинов и камов. Яунпутнин указывает полосу холмистого моренного ландшафта к северу от ст. Холмогорской.

Нижняя морена обнаруживает следы чрезвычайно сильного воздействия ледника на подстилающие породы, выражаяющиеся в захвате и переносе целых глыб коренных пород. Эти ледниковые глыбы не раз вызывали неправильные суждения о стратиграфии и тектонике тех районов, где они залегают.

На песках кое-где идет раззвевание и образование небольших дюн.

Историю развития рельефа в бассейне С. Двины, Пинеги и отчасти Ваги Яунпутнин рисует такими чертами:

1. Доледниковое время. Ряд наклонных ступеней суши, расчлененных широкими долинами древних рек.
2. Днепровское время. Надвигание ледника с СЗ. Снос мезозойских и третичных пород, ассимиляция пермских пород, отложение нижней морены и ледниковых глыб.
3. Двинское время. Отмирание ледника. Повышение уровня океана. Ингрессия (boreальная) моря и абразионная деятельность. Морские отложения. Регрессия моря. Снос морских отложений под действием континентальных процессов. Вторая ингрессия — беломорская. Вторая регрессия и размыв морских отложений, дающий сложный рельеф окрестностей г. Архангельска и останцы в долине Сев. Двины против Холмогор. Уровень моря на 20 м ниже современного.
4. Московское время. Вторичное надвигание ледника и постепенное его отмирание. Отложение некоторых конечных морен (верхняя Тойма, Выя, д. Качема).
5. Валдайское время. Новое надвигание льдов. Образование летовских холмов, урских конечных морен, няндомских и лепшинских морен. Закупорка Двинской ложбины и образование стока вод на ЮВ через Вычегодский бассейн и р. Юг в бассейн Волги. Накопление озерно-аллювиальных толщ по Сев. Двине, по Пинеге и в нижних частях р. Мезени. Образование камов на Моржовско-Мядомском водоразделе. Отрыв ледника от Пинежско-Двинского водораздельного плато и образование коридора с выходом на север. Спуск верхнедвинского ледникового озера в Пинежско-Мезенскую низменность, а затем в океан через Сев. Двину до Емцы, затем по Пукшеньге и Угзеньге в Пинегу, оттуда в Кулой и в Мезенскую губу, отсюда через Чижу и Чешу на Канином полуострове. Образование сийских краевых форм, обокшинских и левашковских конечных морен, возвышенностей у Холмогор. Затопление ванны Белого моря океаническими водами.
6. Современная эпоха. Образование нижнего участка Сев. Двины. Трангрессия Белого моря. Начало регрессии. Формирование послеледниковой террасы-поймы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зеккель Я. Д. О происхождении Беломорско-Кулойского уступа. ИГО, 66, в. 3, Л. 1934.
2. Колокол М. Материалы для оценки земель Вологодской губернии, т. 3, Вологда, 1909—1912.
3. Красюк А. А. Почвы северо-восточной области и их изучение. Изд. Арханг. общ. краевед. Арх. 1935.
4. Лихарев Б. К. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 69. ТВГРО, 240, Л. 1933.
5. Малахов А. А. К стратиграфии четвертичных отложений бассейна среднего течения реки Мезени и Пёзы. ИГО, 66, в. 3, Л. 1934.
6. Понагайбо Н. Д. Почвенно-грунтовые условия бассейна р. Мезени. Главы III—VI в I части книги: Мезенская экспедиция. Составили Г. Гулюшкин и др. Тр. Лесоэконом. экспед. в. I, Изд. «Новая деревня», М. 1929.
7. Семенова Л. Ф. Краткий очерк четвертичных отложений и гидрогеологии бассейна Кубинского озера, восточной и северной части Белого озера, южной части Чарондского озера. Иссл. подземных вод СССР, в. 5, Изд. ГГИ, Л. 1934.
8. Толстых ины М. М. и Н. И. Материалы к геоморфологии Онего-Двинского междуречья ИГО, 67, в. 3. Л. 1935.
9. Толстых ини Н. И. К геологии Архангельской и Вологодской губерний, БМОИП, 2, № 3, М. 1923—24.

8. РАВНИНА ЛЕДНИКОВЫХ ОЗЕР

Эта равнина входит в состав пояса рыхлых ледниковых накоплений (Семенов-Тяншанский В. П.), включая три области: область великих озер, область глинта и область округлых озер. Северная ее граница определяется последними выходами гранита финского массива. Южная граница представляет весьма извилистую линию, вдающуюся клиньями в область развития конечных морен. Эту область можно определить еще как равнину, заключенную между системой конечных морен СССР и финляндскими конечными моренами. Административно она совпадает с северной половиной Ленинградской области и с западной частью Вологодской области. Выделение ее определяется тем обстоятельством, что здесь большую роль играют крупные озера, остатки прежних еще больших бассейнов. От более северных областей Карелии она отличается отсутствием кристаллических пород и слабым проявлением тектоники. От более южных областей ее отличают сравнительно слабое развитие грядового ландшафта конечных морен.

Рассмотрение рельефа начнем с севера, придерживаясь схемы В. П. Семенова-Тяншанского.

Область великих озер. Мы имеем здесь три больших водоема: Финский залив, Ладогу и Онежское озеро. Кроме поверхности этих озер, в состав области входят два перешейка: Карельский и Онежский. Южная граница области проходит по южному побережью Финского залива, несколько южнее р. Невы, по южному побережью Ладоги, по реке Свири и по южному побережью Онежского озера. С севера ее ограничивает линия последних выходов гранита.

Западную часть области составляет Кингисеппский район, расположенный на узкой и низменной полосе суши между Финским заливом и глинтом.

По данным К. К. Маркова, основные породы кембрийского возраста прикрыты здесь четвертичными отложениями, из которых самым нижним слоем является основная морена. Мощность ее колеблется от 0,5 м до 20 м. Над мореной кое-где лежат ленточные глины мощностью около 1,5 м, прикрытые также

мореной, что свидетельствует о колебаниях ледникового покрова. Иногда на морене залегают валуинные пески. В пониженных частях рельефа располагаются верхние ленточные глины, постепенно переходящие в пески. Эти пески в тех случаях, когда они выходят на поверхность, почти всегда перевеяны и образуют дюнные пески. Более поздние отложения представлены песками, торфом, сапроколлом.

Рельеф здесь сформировался в существенных чертах, по всей вероятности, еще в доледниковое время, частью даже в додевонское, на что указывают высокие выходы кембрийской глины.

Ледниковые формы выражены в виде небольших конечных морен, озлов, куполообразных возвышенностей, лучше всего сохранившихся на Сойкинском полуострове, где одна из возвышенностей — Сойкина гора — достигает высоты около 140 м и с моря производит впечатление настоящей горы. Еще более поздние формы создались в результате абразионной и аккумулятивной деятельности моря и, в меньшей степени, деятельностью ветра и речной эрозии.

Существование здесь в прошлом различных сменявшихся бассейнов может считаться несомненным. Самые высокие следы береговых линий обычно относят к Иольдиеву морю (46 м и 38 м). Другой абразионный уступ (35,6 м, 31,5 м, 29,7 м, 25 м), по ранним исследованиям Маркова, относится к Анциловому озеру. В литориновое время образовались береговые валы и абразионные уступы с отметками от 9,6 м до 14,3 м. Древнебалтийская трансгрессия отмечена следами на высоте от 6,2 м до 8,2 м. Береговая линия этого времени в точности повторяет очертания современной береговой линии.

Дальнейшие исследования окрестностей Ленинграда, произведенные Марковым и Порецким, привели их к выводам, существенно отличающимся от прежних представлений. По их взглядам, ильдьевое время характеризовалось не трансгрессией, а, напротив, глубокой регрессией моря, так что в районе Лахты, например, берег моря лежал на высоте только — 2 м, а не на высоте + 46 м. Анциловое озеро также имело более низкий уровень — в районе Лахты — 4,5 м, а не + 38 м, как полагали раньше. Уровень Литоринового моря был выше уровня Иольдиевого моря и Анцилового озера. Литориновая трансгрессия была последней. Береговые линии, приписывавшиеся прежде Иольдиевому морю и Анциловому озеру, принадлежат на самом деле ледниковым бассейнам.

К югу от Кингисеппа широко распространены древние дюны, сложенные перевеянными озерно-ледниковыми песками. Они выступают из обширных торфяников, покрывающих большую часть равнинного Лужско-Наровского водораздела, имеют часто форму узких дугообразных валов, обращенных вогнутостью к западу. Так как подобного рода дюны распространены и к западу и к югу, т. е. имеют площадное, а не линейное распространение, то их надо отнести к материиковым образованиям. Они не связаны с древними береговыми линиями и находятся на различных абсолютных уровнях. Как известно, дюны такого рода называются параболическими. Так как они образовались под влиянием западных ветров, то время их образования надо считать последниковым (анциловым), когда перестала существовать антициклональная система восточных и северо-восточных ветров, находящихся в зависимости от ледника. Кроме того, образование дюн было широко развито и в период древнебалтийской трансгрес-

ии (по восточному берегу Нарвского залива). По распространенности они пре-
восходят как более ранние, так и современные дюны.

Современная морская береговая линия находится в процессе вы-
равнивания: мысы размываются, заливы заполняются.

Влияние речной эрозии на развитие рельефа в этой области ни-
что. Речные долины имеют здесь консеквентный характер, не-
выработанный продольный профиль, мало разработаны. Такова
долина р. Луги и долины других рек. Если и имеются глубокие
долины, то их глубина не является результатом речной эрозии,
а унаследована от древнего рельефа. В частности р. Луга, имея
невысокие берега (2—3 м), сильно разливается каждой весной,
откладывая песчаные гризы вдоль берегов. Вследствие низменной
местности и слабой врезанности Луга направляет часть своих вод
в Лужскую губу, часть же через р. Россонь в Нарвский залив (би-
фуркация).

Далее на восток побережье Финского залива представляет ряд
береговых равнин, расположенных уступами одна над другой. Мор-
ской берег обычно низменный и плоский, но в некоторых местах
достигает заметной высоты. Так, у Красной Горки берег обрывается
в море уступом в 40 м.

Около Петергофа вдоль берега тянется узкая (в 1 км) полоса, возвышаю-
щаяся над морем не выше 6,5 м и сложенная песчаными или песчано-глинистыми
отложениями Литоринового моря, залегающими или на кембрийской глине,
или на размытой валунной толще. Поверхность полосы кое-где разнообразится
невысокими береговыми валами и заросшими дюнами. Вторая терраса возвы-
шается над первой уступом до 8 м высотою и, повышаясь к югу, достигает высоты
32 м над уровнем моря. Ширина ее до 3 км. На ней расположены Ораниенбаум,
Петергоф, Стрельна. Сложена она, по Янишевскому, ленточными ильдиевыми
глинами, лежащими на валунной толще поверх кембрийской глины. Благодаря
такому строению вторая терраса обнаруживает склонность к образованию болот
и торфяников. Третья терраса образует новый уступ, за которым расположена
холмистая равнина с заболоченными низинами. Высота этой равнины в среднем
53 м, но отдельные пункты имеют высоту до 85 м. Сложена она буровато-серой,
песчанистой валунной глиной. Простираясь к югу на 15 км, она ограничивается
здесь обрывом глины.

Следующий район этой области, подробно изученный С. А. Яко-
влевым, расположен в ближайших окрестностях Ленинграда. Это —
район Приневской впадины, ясно ограниченной с севера высотами
Юкк, Порошкинскими, Мистоловскими, Рантоловскими, Токсов-
скими и другими, достигающими в среднем 65—100 м высоты,
а в наивысшей точке 144 м. С юга впадина ограничена не менее резко
уступом глинта, который образует здесь две ступени. Высшая из
них — Красносельские высоты — достигает в среднем 105 м, а в наи-
высших точках (Дудергоф) 174,9 м. Другая ступень, более низкая,
лежит севернее и достигает наибольшей высоты в Пулкове (73,5 м)
и около дд. Лезья и Ивановка. Ширина Приневской впадины
35—50 км. Она представляет низменную ступенчатую равнину,
имеющую наклон в сторону Финского залива и, частью, к Ладож-
скому озеру. Высота ее колеблется от 0 до 34 м. Эта равнина про-
тягивается и вдоль берегов Финского залива и Ладожского озера.
Равнинный характер впадины нарушается присутствием на ней от-

дельных возвышенностей, иногда круто обрывающихся к равнине. Таковы: Колтуши — 79 м, Румболово-Кяселево — 65,8 м, Угловская — 71,8 м, Щегловская — 61,5 м, Ириновская — 54,7 м, Парголовская — 60,7 м. На южном побережье Финского залива, несколько южнее Петергофа, имеется возвышенность Бабий-гон — 64 м. В южной половине впадины проходит в широтном направлении вогнутость, по которой пролегает русло Невы, главной реки района.

Левые притоки ее наиболее значительны. Они имеют плавное, медленное течение. У некоторых из притоков (Ижора, Тосна, Мга) долины хорошо разработаны с террасами по склонам. Из озер наибольшими являются Кавголовское



Водопад на р. Саблинке близ Ленинграда.

и Хепоярви (Токсовское). Большую площадь занимают болота и торфяники, особенно к северу от Невы и к северо-востоку по Ладожскому побережью.

В основании района залегают палеозойские породы. Судя по тому, что кембрийская синяя глина найдена Рамзеем при впадении р. Вуоксы в озеро Суантон и та же глина залегает в основании глинта, можно полагать, что эта глина распространяется под всем карельским перешейком. На глубине 196 м от поверхности в Ленинграде залегают гранит и гнейс, выше их рыхлый песчаник (6—12 м), затем зеленая, плотная, неслоистая, жирная, однородная глина, сходная с кембрийской, с прослойками белого песчаника; выше — местами рыхлый белый песок, а затем серая, слоистая так называемая ляминариевая глина с большим количеством водорослей *Laminarites antiquissimus* Eichw. Эти ляминариевые глины широко распространены по Приневской впадине и залегают на различных глубинах от 12 до 66 м. Поверхность их неровная и имеет наклон к востоку и к югу. Яковлев считал их продуктом размывания кембрийской глины. Теперь их считают кембрийскими. На них, главным образом в западной части, залегают четвертичные отложения. Толща этих последних на Токсовых высотах не менее 50—68 м, на равнинах меньше, а на глинтах их мощность только 2—6 м. Наибольшей мощности, повидимому, они достигают в Колтушах (80 м).

Местность неоднократно покрывалась водами морских и пресноводных водоемов. Вследствие этого характер ее поверхности складывался, главным образом, под воздействием абразионной и аккумулятивной деятельности озер и морей. Так как морские воды покинули район сравнительно совсем недавно, то эрозионные процессы оказались еще очень слабо на рельефе. Повсюду встречаются свежие следы работы моря: крутые абразионные уступы, террасы, береговые валы, песчаные рифы и косы. Второе место в развитии рельефа занимали ледниково-водные отложения, сложившие возвышенности в середине и на севере. Ледниковые отложения выходят



Фото К. К. Маркова.

Коса Литоринового моря на Лахте.

на поверхность только местами. И, наконец, слабые штрихи положены эрозией и эоловыми процессами.

С регрессией Древнебалтийского моря совпадает, повидимому, ксеротермический период. В это время образовались сестрорецкие дюны, занимающие узкую прибрежную полосу от 0,5 до 1,5 км шириной и до 13 км в длину. Средняя высота дюн колеблется от 6 до 8 м, наиболее высокие из них доходят до 13 м. Так как дюны отделены от моря полосой растительности и заросли сосновым лесом, то, следовательно, они образовались не из того песка, который выбрасывается морем в настоящее время. Кроме того, цоколь некоторых неперевезенных вторично дюн достигает высоты 8 м над уровнем моря. Этот цоколь сложен, по Яковлеву, древнебалтийскими песками, отличающимися от дюнных песков своим желтым цветом. Дюны около устья р. Черной и у с. Радуголь сложены песками литоринового времени. Дюны по восточному побережью Коркинского озера (к востоку от Колтушей) образовались за счет разведения лагунного вала ильдиевого времени. Дюны на горе Преображенской близ Шлиссельбурга являются современным образованием за счет искусственного разрыхления песков ладожской трансгрессии.

Выше береговой границы Древнебалтийского моря располагается равнина, бывшая, по Яковлеву, дном Литоринового моря. Она имеет незначительное протяжение, а местами даже отсутствует (на южном побережье Финского залива и востоку от Петергофа). К югу от Ленинграда граница этого моря выражена весьма слабо. От с. Александровского она поднимается вверх по Неве до устья р. Тосны в виде небольших террас из литориновых отложений, расположенных отдельными участками по обоим берегам реки. К северу от Невы береговая линия опять выражается слабо вплоть до Полюстрова. Отсюда проходит резко выраженный кругой обрыв, принимавшийся раньше за древний берег Невы. Наибольшей высоты он достигает в парке Лесного Института (12,3 м абсолютной высоты). К северу от Удельного парка береговая граница Литоринового моря снова выражена неясно.

Позднейшие исследования Маркова привели его к выводу, что древнебалтийская трансгрессия не существовала. В связи с этим он признает наличие только одной береговой линии —литориновой, которая местами сопровождается нижней береговой линией, не являющейся, однако, доказательством древнебалтийской трансгрессии. Кроме того, Марков указывает, что литориновые террасы вдоль Невы могут быть объяснены также и эрозионной деятельностью реки, так что считать их безусловно абразионными нельзя.

Большая часть Приневской впадины является, по Яковлеву, дном Анцилового озера и представляет собою плоскую равнину, образующую третью по высоте террасу. Эта терраса лучше всего выражена в Лесном и Полюстрове, где она образует пятиметровый обрыв и достигает высоты 22—30 м. Здесь на ней расположены предметы Ленинграда — Озерки, Удельная, Лесной, Кущевка, Пискарёвка и часть Полюстрова. Так как Анциловое озеро не имело постоянного уровня, то следы его деятельности наблюдаются на различных высотах и при этом часто весьма запутаны. Так, выше Лесновско-Полюстровской террасы расположена четвертая Сосновская терраса, имеющая форму узкой песчаной гряды.

К востоку местность представляет центральную анциловую равнину с разбросанными там и сям буграми и возвышенностями. С восточной стороны ее окаймляют возвышенности: Ириновская, Колтуши, Щеглово-Угловская и Румболово-Кяселевская, бывшие островами в Анциловом озере. Равнина имеет болотистый характер и несет следы различных уровней стояния вод Анцилового озера в виде береговых валов, скатов, песчаных гряд. Эта равнина продолжается и к югу от Невы вплоть до южных возвышенностей, где упираясь в них непосредственно, а где отделяясь узкой полосой ильдьевых отложений. Марков считает, однако, что высота анциловой береговой линии у Айлио и у Яковleva сильно преувеличена. Он относит эту линию не к Анциловому озеру, а к приледниковому субарктическому озеру G1-IV.

Карельский перешеек образовался, по Яковлеву, в анциловое время из ряда островов, постепенно сраставшихся один с другим. Воды озера отступали и на запад и на восток, причем отступление было настолько значительным, что не только осушилась вся современная суша, но освободилось от воды и почти все дно Финского залива до Кронштадта (Маркизова Лужа), по которому р. Тосна проложила свое русло. Это доказывается находкой в Кронштадте погребенного торфяника, лежащего на 4,5 м ниже уровня современного Финского залива. Осушение восточной части Карельского перешейка во время анциловой регрессии было также очень значительным. В это время Ладожское озеро имело сток через пролив между Выборгом и Кексгольмом, но ввиду того, что северо-запад-

ный конец озера находился в стадии поднятия, пролив со временем исчез, а уровень воды стал повышаться, смещаясь при этом на юг вследствие косого поднятия бассейна. Повышение уровня вызвало ладожскую трансгрессию, которая на юге достигала высоты 18,9 м и покрыла поэтому значительное пространство анциловой равнины. Когда воды поднялись выше дна самого южного из анциловых проливов, озеро получило сток по ложу нижнего течения Тосны, образовав ниже Невских порогов водопад высотою в 10,5 м, быстро впрочем размытый. Образовавшийся таким образом проток дал начало Неве. Ложе Невы в настоящее время лежит ниже уровня моря на всем протяжении. Обширная мель при истоке задерживает дальнейший спад воды Ладожского озера и мешает превращению Невы в пролив.

Марков считает, что область Приневской низменности была сушей в течение всего послеледниково-озерного периода. В связи с этим и история Невы будет другая. Прорыва вод Ладоги у порогов не было, Нева существовала задолго до ладожской трансгрессии. К этому же выводу еще ранее пришли Потулова и Хиппе.

Область ладожской трансгрессии занимает береговую полосу озера шириной от 2 до 8 км и высотою до 18,9 м на юге и до 21 м на севере. По Неве она доходила до с. Островки. От Невской равнины эта область отделяется береговым валом, хорошо сохранившимся. Он идет от северной окраины области до р. Моры, затем в виде так называемой Борисовой Гривы до с. Ваганово.

Ширина его колеблется от 40 до 200 м, высота доходит до 3,5 м над окружающей местностью. К югу вал тянется до Шлиссельбурга. К востоку от вала местность имеет характер береговой равнины, местами ровной, местами покрытой низкими береговыми валами и остатками конечных морен в виде валунных нагромождений (Каменная Грива и др.).

По другую сторону Невы также имеются береговые валы. По южному побережью Ладожского озера граница трансгрессии обозначается так называемым Коровьим хребтом, повторяющим в общем очертания современной береговой линии. По нижней Сяси местность, по описанию Айлио, представляет песчаную покрытую дюнами равнину около 3 км шириной.

Затем она переходит в береговые отложения наивысшей фазы ладожской трансгрессии. Эти отложения образуют по обе стороны Сяси вытянутую к югу серию валов, впадины между которыми превратились кое-где в торфяники.

История ладожской трансгрессии и Невы, изложенная выше, принадлежит Де-Гееру и Айлио. В последнее время Хиппе выдвинул новую точку зрения, считая ладожскую трансгрессию частью литориновой, которая двумя рукавами проникла в Ладожское озеро, превращая его в залив. Марков указывает, что анализ диатомовых не подтверждает взглядов Хиппе.

По исследованиям Айлио, ладожская трансгрессия относится к концу третьей и к началу второй тысячи лет до нашей эры. По другим данным Литориновое море существовало с 5300 г. до 3000 г. до начала нашей эры. Регрессия его началась около 4200 г.

Наиболее высокие части Карельского перешейка находятся в северной его полосе. Поверхность этих возвышенностей пред-

ставляет или слабо волнистую равнину или камовый ландшафт. Равнинные части сложены слойстыми среднезернистыми песками до 20 м мощностью, которые, однако, редко выходят на поверхность, но прикрыты слоем валунной супеси или валунного суглинка. Количество валунов иногда бывает так велико, что поверхность напоминает моренную равнину. Камовый ландшафт наблюдается



Фото К. К. Маркова.

Камовый ландшафт в окрестностях Ленинграда.

в Юкках, Порошкине, Мистолове, Коробсельках, Ментсари, Саржинке, Токсове, Парголове, Колтушах.

Третий район изучаемой области расположен между Ладожским и Онежским озерами к северу от р. Свири. Самая западная часть района, прилегающая к Ладожскому озеру, представляется в виде болотистой низины, являющейся дном древнего Ладожского озера.

Восточная граница низины обозначена береговым валом, начинающимся у Кут-Лахты и идущим на север. Эта низина сложена послеледниковыми отложениями. Рельеф здесь выровненный, так как неровности ледникового наноса были смыты водой, а углубления заполнены осадками и частью превратились в торфяники. О степени происшедших здесь изменений свидетельствует история нижнего течения Свири, изученная Айлио. Река Свирь впадала в озеро севернее по руслу, которое отходит в настоящее время в виде рукава у д. Горки. Последующая трансгрессия отклонила русло к югу, а прежнее русло отмерло и от него остался только слепой рукав.

Только изредка встречаются холмы уцелевшего ледникового наноса или дюны. Озера находятся в стадии зарастания, в некоторых из них отлагается озерная руда.

В Олонецком районе Морозова отличает восточную холмисто-равнинную часть и западную ступенчатую равнину. Понижение Ладожского озера отмечено здесь террасовыми уровнями на высоте 18, 25, 40, 55 и 70—80 м. Последние два уровня намечены слабо. Восточная часть района создана деятельностью ледника, а западная — абразионной работой поздне- и послеледниковых бассейнов. В западной части, кроме террас, имеются многочисленные береговые валы, пляжи, дюны.

Далее к востоку местность становится выше, и по берегам рек выступает пестроцветная толща девонских отложений, главным образом, глин и песков. Прикрывающие их сверху послеледниковые отложения сменяются затем ледниками. Среди последних намечаются три типа рельефа. Во-первых, длинные и узкие озера с крутыми склонами и с непостоянной высотой. Во-вторых, неправильные нагромождения продолжавших и куполообразных холмов, обычно окружающих полукольцом наиболее высокую часть края и распространенных, главным образом, к юго-востоку от нее. Это, повидимому, камовый ландшафт. В-третьих, скопления холмов с пологими склонами. Благодаря наличию холмов и неправильному их распределению в этой области наблюдается множество озер. Реки среди ледниковых отложений представляют в сущности также ряд озер, соединенных протоками. Поэтому они выносят очень мало твердого материала, отлагая его в озерах. Между притоками Свири, Важинкой и Ивиной, проходит гряда, являющаяся одним из самых высоких мест на перешейке. Образование водораздельной возвышенности между Ладожским и Онежским озерами обусловлено, по мнению Миклухо-Маклая, меридиональной складчатой дислокацией древнего возраста. Не менее важное значение для морфологии края имели сбросы и сдвиги, отделившие финский гранитный массив от соседней местности. По трещинам сбросов произошли излияния порfirитов, диабазов и других пород.

Восточная часть района сложена кварцевыми песчаниками, прорванными кое-где габбро-диабазами и прикрытыми девонскими и новейшими отложениями (ледниками и современными).

Здесь следует отметить Ивинскую котловину, расположенную по долине р. Ивины, правого притока Свири. Эта котловина предопределена рельефом древних песчаников, как и вообще весь рельеф перешейка.

Долина р. Свири распадается на три морфологически различных участка: а) В нижнем течении долина проложена в террасированной аккумулятивной равнине, созданной деятельностью поздне- и послеледниковых бассейнов. До-

лина здесь отличается развитием трех широких террас. Из них верхняя аккумулятивная является дельтой флювиогляциального потока. Средняя терраса —

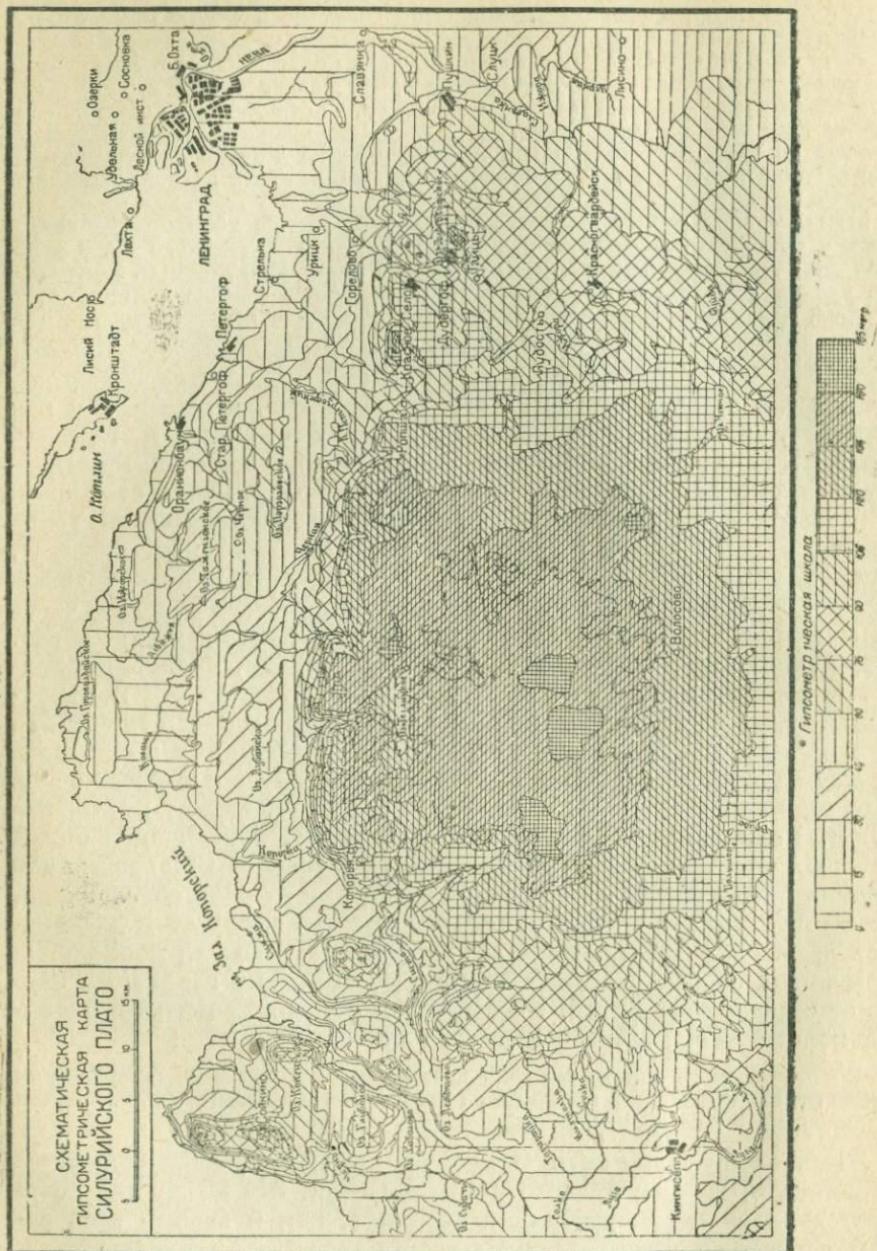


РИС. 7.

эрозионная, преобразованная аккумуляцией и абразией ладожской трангрессии. Только нижняя терраса является настоящей речной террасой. Поверхность верхней террасы неровная — усеяна котловинами и древними до-

нами. С юга, востока и севера низина Свири ограничена холмистыми возвышенностями, достигающими 91 м абсолютной высоты. Эти холмы не имеют на склонах абразионного уступа. Потому, размеры ладожской трансгрессии, по мнению Маркова, были меньше, чем предполагали раньше. Граница ее выражена уступом берегового вала, с которым связаны параболические дюны. б) Второй участок долины Свири развит в области коренных пород девона. Долина здесь глубокая и узкая. Террасы не развиты. в) Третий участок расположен в области Ивинской котловины, где река течет широким потоком среди невысоких берегов и где широко развита первая терраса. По обеим сторонам реки наблюдаются холмообразные возвышенности до 50 м относительной высоты, сложенные коренными породами.

По берегам Онежского озера можно наблюдать целый ряд хорошо выраженных террас, свидетельствующих о прежнем более высоком уровне озера.

Область глинта (рис. 7). «Клінт» на скандинавских языках обозначает «обрыв». Под таким названием, измененным в «глінт», известен уступ силурийских известняков, переходящий из Эстонии на территорию Союза. Здесь он тянется в виде неправильной линии на расстоянии 15—20 км от берега моря в северо-восточном направлении, постепенно повышаясь от 8 м до 128 м на так называемом силурийском плато, отдельные точки которого в Дудергофских высотах достигают высоты 174,9 м. Наибольшая высота обрыва достигает до 150 м (к северу от ст. Волосово Балтийской железной дороги).¹

Силурийское плато, прикрытое сверху мореной, окружено со всех сторон понижениями: с севера прибрежной низиной, на западе понижением долин Луги и Наровы, на юге долиной Луги, на востоке пониженной, сильно размытой местностью, имеющей высоту 25 м. Далее на восток глінт тянется с перерывами до устья р. Свири.

Глінт не является простым обрывом, а представляет сложное образование из ряда террасовых уступов, образующих как бы лестницу, отдельные площадки которой то суживаются, то расширяются на десятки километров. Так, у с. Троицкого, к югу от Петергофа, над нижней террасой поднимается вторая, покрытая небольшими возвышенностями и достигающая 90 м высоты. В 12 км к югу идет новый уступ высотою до 136 м, состоящий также из ряда террас.

По Яковлеву, отдельные ступени глінта образованы абразионной работой древних балтийских бассейнов. Нижняя ступень создана водами Иольдисева моря. Она местами сменяется береговыми валами. Высота ее колеблется от 35 до 55 м. Она проходит через с. Троицкое, Бабий-гон, Костино, Настолово, Койлерово, Пулково, Кузьмино, г. Пушкин, Пязелево, Слуцк, Степановку, Чернышево, Мишкино, Захожье, Горы, по р. Войтоловке к югу и снова на восток через Пухолово и Синявину. Следующая ступень обозначается горизонталями 86—88 м и является результатом абразионной работы Рыбного озера, каковым именем Яковлев называет одну из стадий Ледникового бассейна (по остаткам пресноводных рыб в ленточных глинах). Еще выше проходит терраса ледникового бассейна высотою в 102—105 м, на которой находятся Дудергофские и Кирхгофские высоты, не покрывавшиеся водами даже и Ледникового бассейна. Выше уже указывалось, что Марков отрицает принадлежность упомянутых ступеней иольдисевому и анциловому бассейнам, считая их результатом абразионной работы древних ледниковых бассейнов.²

¹ В дальнейшем рассматривается не только уступ, но и часть местности, прилегающей к уступу с юга.

² Существуют уступы, повидимому, и более древнего возраста.

Подробное деление глинта на отдельные уступы проведено Яковлевым только для южной окраины Приневской впадины. К востоку и западу местность не так хорошо изучена. От д. Синявино глинт тянется на Путилово, Старую Ладогу, Опоку и Остров.

Ниже горизонтали 86—88 м располагается терраса в 1,5 км шириной, представляющая почти идеальную равнину высотою от 55 до 57,5 м, прорезанную долинами рр. Мги, Тосны и Ижоры. В пределах Приневской впадины эта нижняя терраса Рыбного озера ограничена с востока Кирсинским обрывом, идущим от Лезьи до Любани и имеющим высоту 30—40 м, а на западе — неясно выраженным уступом, идущим от г. Пушкина через Кошелево, Славянку, Покровскую и Канкелево. Сложена она песками, под тонким слоем которых выступают ленточные глины. Часто попадаются береговые скаты и береговые валы, где толща песков увеличивается. В западной части равнины выходит во многих местах средняя морена в виде плотного валунного суглинка, образующая небольшие возвышенности. Большие болота являются областями прежних озер, превратившихся в торфяники.

Местность к югу от Приневской впадины формировалась уже без участия последниковых бассейнов. В строении рельефа здесь принимали участие ледниковые отложения и процессы подземной эрозии. По речкам, прорезывающим эту местность, можно видеть пласти кембрийских и силурийских пород, образующих складки и сбросы. Образование мелких складок Янишевский приписывает давлению ледника, который, встретив препятствие в обрыве глинта, должен был сильно напирать на него и сминать в складки слагающие его породы, чему способствовало наличие синей кембрийской глины. Но наряду с такими мелкими складками Ф. Шмидт, а затем и другие указали еще складки больших размеров, не лежащие поперек движения ледника и захватывающие только кембро-силурийские пласти, не затрагивая вышележащие девонские слои. Простирание этих складок ВЮВ. Среди них много складок, опрокинутых на ЮЮЗ. Эти складки наблюдаются по рекам Поповке, Тырзе, Пулковке. Им приписываются тектоническое происхождение. Возвышенности Кирхгофа, Дудергофа, Кавелахты являются также складчатыми образованиями, прикрытыми тонким моренным покровом. Кавелахтинская возвышенность представляет опрокинутую на юг антиклиналь ЗЮЗ простирация с ядром из кембрийской глины, оболового песчаника и диктионемового сланца. Дудергофские горы представляют две антиклинальные складки, разделенные синклиналью, почти широтного простирания. Наличие гряд, одетых сверху мореной и тянувшихся параллельно Кавелахтинской складке, дает повод Яковлеву высказать предположение о существовании здесь и других складок палеозойского возраста.

Исследования Янишевского показали, что на р. Поповке существует в складчатости также и девон, причем он обнаружил наложение кембрийской глины на девон. Под глиной были найдены валуны. Эти факты доказывают, что предположение о тектоническом происхождении складок не обосновано. Помимо этих доказательств, тектоническое происхождение невероятно еще и потому, что складки эти встречаются на небольших участках, разделенных площадями со спокойным залеганием слоев. Трудно представить процесс обра-

зования таких местных «точечных» дислокаций тектоническим путем. Исследования вайварских возвышенностей к западу от Нарвы, проведенные Яансоном-Орвику, показали, что они возникли от давления ледника. Надо думать, что и дудергофские, кавелахтинские и прочие дислокации имеют то же происхождение.

В 1932 г. Асаткин обнаружил около г. Гдова среди девонских пород дислоцированные кембро-силурийские отложения, под которыми было найдено ядро из гнейса. Он толкует это открытие как доказательство тектонических движений каледонского времени. Чихачев и Некрасов, производившие исследования позже, полагают, что и в данном случае мы имеем дело с гляциодислокациями и скоплением валунов.

Остальная часть местности имеет характер слабоволнистой моренной равнины, слегка разнообразящейся кое-где карстовыми явлениями. Чаще всего встречаются карстовые воронки. Они расположены к западу от линии железной дороги Красное село — Гатчино. Глубина и величина воронок увеличиваются с утолщением моренного наноса, но даже наиболее значительные воронки не превышают 25 м в поперечнике. Население пользуется этими воронками как поглощающими колодцами, проводя к ним осушительные канавы и спуская сточные воды. Кроме воронок, встречаются и более обширные провалы. Таков, например, провал на Кирхгофской возвышенности севернее д. Ретцеля до 150 м в поперечнике, имеющий дно на синей кембрийской глине, а стенки из силурийского известняка. На юго-западном склоне той же возвышенности имеется несколько оврагов провального происхождения.

На основании данных Яковлева можно вывести заключение, что глинт образовался еще до оледенения и в результате абразионной деятельности последниковых бассейнов подвергся дальнейшей обработке. Марков также приводит факты, свидетельствующие о его доледниковом происхождении. Этими фактами являются: 1) плащеобразное заложение морены на глинте, без перерыва спускающейся с силурийского плато в предглинтовую зону, и 2) большая мощность морены в предглинтовой зоне, чем на силурском плато, свидетельствующая о том, что здесь было понижение уже до оледенения.

Происхождение глинта, повидимому, денудационное. Он образовался в результате эрозионной работы и плоскостного смыва в зависимости от различной сопротивляемости пород. Эта форма рельефа соответствует ступенчатым плато других стран (*Landstufe, côte escarpement, cuestas*). Намеченная денудацией ступень формировалась также при участии ключей, выходящих на склоне уступа под известняками, и абразии последниковых бассейнов. Упоминавшаяся выше Сойкинская возвышенность может рассматриваться, по мнению Маркова, как останец, отчлененный эрозией от плато.

Наличие глинта сильно влияло на продвижение ледника. Так, эстонский глинт воспрепятствовал проникновению активного льда во впадину Чудского озера, тогда как пониженная часть глинта в устьях Нарвы и Луги способствовала образованию Лужского языка, намеченного лужской камовой мореной. Дальнейшее повышение силурийского глинта у Ленинграда заставило ледник огибать. Это препятствие с СВ и способствовало образованию языка вдоль по Неве. Кайма этого языка поднимается затем в СЗ направлении по Карельскому перешейку, огибая с севера возвышенности, и спускается затем на ЮВ вдоль берегов Ладожского озера (гряды IV на карте С. А. Яковлева. См. рис. 8).

Равнина больших озер начинается от берегов Чудского и Псковского озер, включает затем бассейн р. Луги и большую часть бассейна оз. Ильменя, реки Сясь, Паши, Оять, южную часть Онеж-

ского озера, далее идет к северу до р. Водлы. Северной границей этой равнины служат южные выходы силурийских известняков, а далее к востоку — р. Свирь. За Онежским озером северная граница сменяется западной, идущей по грани финского гранитного массива. Южная граница имеет крайне извилистый характер в зависимости от неправильных очертаний области конечных морен, лежащей южнее. Она образует два выступа к югу по рр. Великой

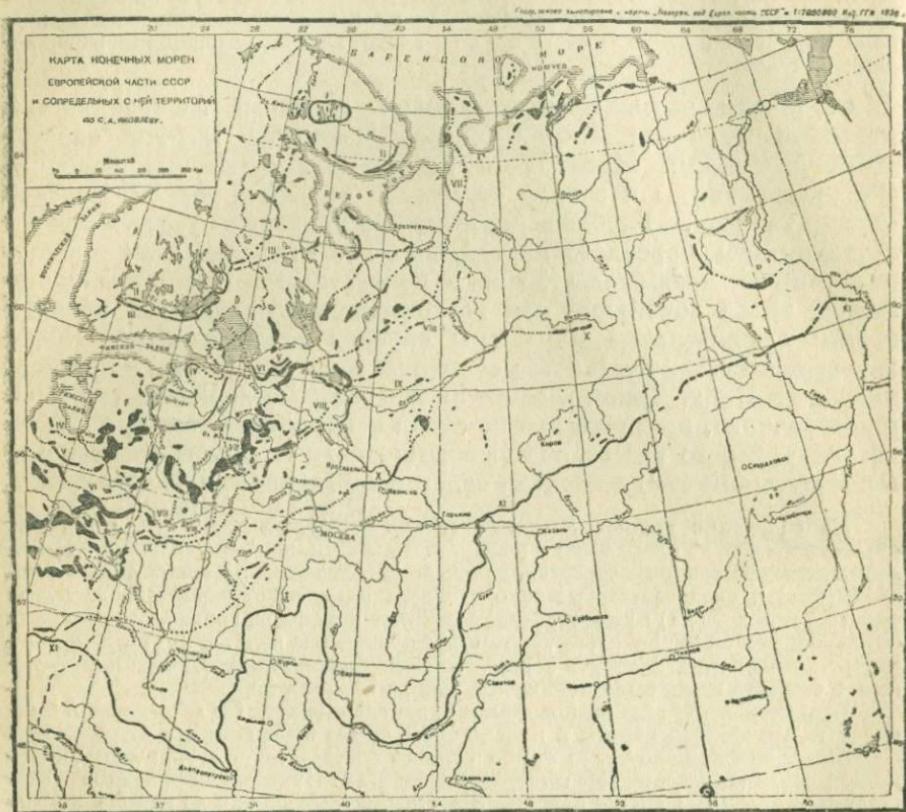


Рис. 8.

I — Хибинская. II — Внутренняя Сальпауселья. III — Внешняя Сальпауселья. IV — Рицко-Ленинградская. V — Елгабо-Холмогорская. VI — Тельшай-Островская. VII — Внутренняя гряда главного конечноморенного пояса. VIII — Средняя гряда того же пояса. IX — Внешняя гряда того же пояса. X — Варта-Вычегодская. XI — Днепро-Донской пояс.

и Ловати. Восточная граница совпадает с выходами каменноугольных пород на геологической карте и отмечена уступом Валдайско-Онежского глинта. Западная граница области проходит через Чудское и Псковское (Талабское) озера и несколько к западу от р. Великой.

Псковское озеро занимает площадь в 850 кв. км при средней глубине в 8,5 м. Берега озера мало извилисты и только на северо-западе изрезаны заливами — устьями притоков. Побережья вообще

сильно заболочены, за исключением только южных частей. За пологой болот тянется полоса песчаных наносов, свидетельствующая о прежнем более высоком уровне озера. Из островов наиболее крупными являются Колпин и Талабские острова. Узким проливом (не шире 4 км), известным под названием Теплого озера, Псковское озеро соединяется с Чудским или Пейпус, частью которого оно в существости и является. Чудское озеро занимает площадь в 3238 кв. км и лежит на высоте 35 м. Окрестности озера Пейпус почти не содержат конечных морен, но зато изобилуют камами. Это указывает, что область была занята мертвым льдом. Причиною этому был Балтийский глинт, который ослабил поступательное движение льда. К востоку от озера, в районе Наровы и Луги, глинт снижается и даже прерывается. Поэтому ледник здесь мог продвигаться на ЮВ и образовал Лужский язык, хорошо очерчиваемый лужской камовой мореной (IV).

Местность, прилегающая к озерам с востока, представляет низменную равнину с общим уклоном к озерам. Но ширина этого низменного пространства невелика, так как к востоку от города Пскова и реки Великой равнина быстро повышается. Коренными породами края являются девонские известняки, доломиты, мергели, глины, песчаники, гипс. В общем вся местность представляет часть котловины, которую некогда занимал, по Соболеву, великорецкий язык ледника.

Лежащая к востоку часть изучаемой области является также обширной котловиной, в которой располагался при отступании великого ледника его ловатский язык. В середине этой части находится озеро Ильмень, лежащее на высоте 16,76 м. В озеро со всех сторон впадают притоки: Шелонь, Полисть, Редья, Ловать, Пала, Мста и др. Истоком озера является Волхов, выносящий воду в Ладожское озеро. Кроме того, в пределах края протекает река Луга с притоками. Вся изучаемая часть образует вытянутый вверх по реке Ловати клин.

Мордвинов, изучавший местность к западу от Волхова, различает здесь следующие формы рельефа: моренные плато, конечные морены, камы, озы, озерные равнины, береговые валы, дюны. Конечные морены здесь сравнительно расплывчаты и представлены то холмами до 4—5 м высотою, то грядами, то валунными скоплениями. Камовый ландшафт (Кастяя, Лезья, Кирсино, Шапки, Карбусель, Славянка) представлен рядом высоких шапкообразных холмов, разделенных глубокими котловинами. Местами среди камов встречаются округлые небольшие, но глубокие озера. Холмы, расположенные в ряд, напоминают озы.

Обширная Ильменско-Ладожская впадина была подробно изучена Н. Н. Соколовым, по данным которого и ведется дальнейшее изложение. В целом район представляет пологую продолговатую впадину, основные черты строения которой предопределены рельефом палеозойских пород. Так, Даниловский указывает, что равнина в бассейне Ловати образовалась за счет заполнения существовавшей раньше впадины. Древнейшими породами являются кембро-силу-

рийские, залегающие весьма часто очень неспокойно. Дислокации эти отчасти объясняются действием ледников, отчасти же — тектоническими движениями.

Даниловский выделяет здесь меридиональный вал, который он называет Полистовско-Ловатьским и считает продолжением главного девонского вала северо-западного края и еще более южного полесского вала. С этой точки зрения Полистовско-Ловатьский вал представляет наиболее северные выходы той полосы древнейшего широкого поднятия, идущего с ССВ на ЮЮЗ, которое Кушнляр назвал Скифским валом. Опираясь на Зибинга, Даниловский считает, повидимому, этот вал последствием орогенических импульсов, исходивших от Урала, с чем, однако, трудно согласиться.¹

Породы, относящиеся к девону, состоят из песков, глин и известняков. В залегании девонских пород наблюдаются только слабые нарушения. Поверхность их, поскольку можно судить по небольшому количеству обнажений, образует обширную впадину, вытянутую в меридиональном направлении вдоль Волхова. На древней поверхности можно наметить ряд котловин, уступов и древних долин. Один из выступов образует юго-западный береговой обрыв озера Ильмень — Ильменский глинт, другой выступ проходит в среднем течении Вишеры.

Местности, лежащие выше 50—55 м и сложенные древними породами, представляют собою плато, обязанное своим ровным характером процессам деструкции (выработанное плато). Более низкие участки имеют характер также равнинный, но рельеф здесь будет уже «наложенный», так как он вызван наличием горизонтально залегающих посттретичных отложений. Местами и здесь встречаются деструктивные террасовые поверхности, а также и неровные — гривные. Посреди впадины находятся две большие котловины — Приильменская и Грузинская, образовавшиеся, вероятно, в третичном периоде в результате тектонических процессов. Во время отступания ледника обе впадины были наиболее глубокими участками Волховского озера. При понижении уровня бассейн распался на два озера, соединенных проливами как между собою, так и с Ладожским озером. В дальнейшем Грузинское озеро заполнилось осадками и исчезло. Озеро Ильмень в настоящее время также близко к «смерти», так как и его котловина в значительной мере уже заполнена.

Четвертичные отложения залегают здесь на глубине в 32 м, причем ил составляет 10,3 м, ленточная глина 14,82 м, тонкий песок 4,37 м, коричневая глина 4,17 м, сине-серая глина 1,5 м.

Залегание ленточной глины на северных берегах, обнаруженное Даниловским, показывает, что не только глубина, но и площадь Ильменя раньше была больше. На южном берегу имеются три древних террасы на высоте 8—14,5 м и 25 м (вторая терраса в рельфе выражена слабо). В разрезе нижней террасы можно видеть следы напора последнего ледника в виде перемятых и скрученных слоев девонской глины и вдавленных в коренные породы валунов.

¹ Последние исследования не подтверждают мнения о тектоническом происхождении вала.

Распространенными формами рельефа являются гряды и холмы, встречающиеся чаще во впадинах и по долинам.

Соколов делит их на две группы — флювиогляциальные и озерные. Первые отличаются более грубым составом, наличием валунов и присутствием коренных пород в основании. Повидимому, они образовались в бассейне у края ледника в виде островов на выступах палеозойских пород. Озерные гряды более низкие, сложены сортированными песками и ленточными глинами. Они образовались в более поздние стадии Волховского озера. На древних дельтовых и озерных песках встречаются дюны как древние, так и современные.

В бассейне реки Шелони гряды имеют озовый характер. Некоторые из них



Фото А. И. Янштутнина.

Конечно-моренный ландшафт к востоку от г. Тихвина.

имеют большую ширину, сплошь распаханы, вследствие чего приобрели пологие склоны. На сохранившихся кое-где озовых центрах обычно расположены поселения. Озера, главным образом, замечаются на водоразделах и сопровождают речные долины. Но попадаются озера и на первой террасе рек. Плоский характер озера указывает, что они отлагались в неглубоком бассейне, являясь дельтовыми выносами. Ложбины ледниковых потоков были заняты потом реками, вследствие чего озера часто и вытянуты вдоль речных долин.

Среди долин Соколов намечает три типа — нормальный (для района), овражный, озерный. Преобладает первый тип. Реки нормального типа обычно консеквентны, за исключением Вишеры, Луги и некоторых других. Начинаются они в водораздельных болотах в виде слабо врезанных протоков. Выйдя из болот, они все еще слабо выражены, русло их то суживается, то расширяется, падение ничтожно, размывание слабое. Затем ниже по течению реки врезаются в плато и образуют долины в древних коренных породах, глубиною до 40 м и шириной до 2 км, с заметным падением, с порогами и островами, с многочисленными извилинами. На прямых участках, особенно в известняках, долины принимают нередко характер каньонов. В пределах котловин реки текут в низких берегах, террасы исчезают, течение становится медленным, вследствие подпирающего влияния Ильменя и Волхова.

Овражные долины встречаются в более высоких участках. Они начинаются в виде обычных оврагов, поросших лесом, затем быстро углубляются и превращаются в долины с террасированными склонами.

Долины озерного типа (Волхов) составились из участков различного строения и происхождения, причем в состав их входят котловины спущенных озер. Долины этого типа отличаются неразработанностью продольного профиля и однообразной шириной русла. Из террас наиболее хорошо развиты так называемые «луги» — дугообразные низкие ступени, расположенные у выпуклых намываемых берегов. Это обычно аккумулятивные террасы, сложенные древним аллювием. Другие террасы развиты ближе к краям древнего Волховского озера, но они плохо сохранились. По своему строению это, главным образом, террасы размыва, сложенные в основе коренными породами и слегка прикрытые наносами.

На реке Шелони Даниловский отмечает пять террас, из которых две верхние намечают русло древнего протока. Кроме того, имеется много локальных террас, связанных или с различиями в высоте подъема воды во время половодий (сезонные), или с местами быстрого вреза (меандровые), или с оползнями (псевдотеррасы), или с современным обмелением. В долинах других рек Даниловский отмечает не менее трех террас, указывающих на троекратное понижение уровня Ильменя. На реке Ловати намечаются пять террас, из которых две верхние относятся ко времени существования здесь протока, соединившего два ледниковых озера. Ряд признаков указывает, что Ловать находится еще в периоде разработки своего продольного профиля.

Среднему течению рек свойственны пороги, происходящие как от выступов коренных пород (барьерные пороги), так и от скопления валунов (валунные пороги). Чаще встречаются пороги смешанного типа. В нижних течениях русло переуглублено: здесь дно реки лежит ниже базиса эрозии (устье Волхова, протоки Ловати), в связи с чем стоит далеко (до 50 км) простирающееся подпирающее влияние Волхова и Ильменя.

На северо-востоке можно наблюдать следы одного из древних бассейнов. Здесь по нижнему течению реки Тихвинки и ее притокам имеются ленточные глины и пески, отлагавшиеся на дне обширного ледникового бассейна. В дальнейшем пески превратились в бугристые и заросли лесом. Площадь этих «Тихвинских песков» изменилась С. А. Яковлевым в 500 кв. км. Местность, среди которой они находятся, имеет равнинный характер. Пески рассеяны на ней в виде пятен или островов.

Следующий район к востоку и северо-востоку захватывает южное побережье Онежского озера. Онежское озеро имело раньше более высокий уровень, следствием чего является терраса на высоте 52 м (уровень озера 35 м). С. А. Яковлев относит ее к Иольдиевому морю. Земляков считает онежскую трансгрессию одновременной с ладожской. По Маркову, высокий уровень Онежского озера принадлежит ледниковому бассейну (позднеледниковое время). Затем уровень опустился и в течение всего послеледникового времени был ниже у южного берега, чем в настоящее время. В настоящее время происходит трансгрессия озера. Это подтверждается следующими наблюдениями: 1) подмывом южных и юго-восточных берегов, 2) размывом дюн, 3) наличием следов затопленного леса, 4) наличием затопленных торфяников, 5) наличием затопленных террас и эстуариев (Вытегра, Мегра и др.), 6) намечающейся тенденцией к увеличению уозер, окаймляющих южное и юго-восточное побережья. В более поздней своей работе Земляков, признавая современную трансгрессию, допускает также и более раннюю — суббореальную.

Расположенная к северу от устья реки Вытегры Андомская гора является возвышенностью в 5—6 км длиною и до 2,5 км шириной. К Онежскому озеру она обрывается крутыми уступами в 20—50 м высотою, но поверхность имеет ровную. Она сложена дислоцированными верхнедевонскими отложениями пестроцветных глин и песков. К востоку от нее проходит уступ карбона в 50—60 м высотою, сложенный известняками.

В северном районе области, к югу от р. Водлы наблюдается постоянное чередование песчаных и глинистых наносов с моренными грядами, холмами и плоскими водораздельными возвышеностями. Понижения заняты песками, озерами и болотами. Водоразделы здесь бывают настолько плоски, что одно и то же озеро дает начало рекам различных бассейнов. В западной части края благодаря выходам древних коренных пород рельеф несколько разнообразнее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ailio J. Die geographische Entwicklung des Ladogasees etc. Fennia, Hels. 1915.
2. А саткин Б. П. Геологические исследования юго-восточной части 26-го листа геологической карты Европейской части СССР. ТГГРУ, 48, Л. 1931.
3. А саткин Б. П. К вопросу изучения тектоники Ленинградской обл. ТЛГРТ. т. I, 1934.
4. А саткин Б. П. Вопросы тектоники и проблема интрузий в западной части Ленинградской обл. ПСГ, 1937, № 5—6.
5. Б о г а ч е в Я. Т. Геологическое строение, поверхность и полезные ископаемые Череповецкого округа. Сб. «Череповецкий округ», 1929.
6. Д а н и л о в с к ий И. В. Геологическое строение бассейна Ловати в пределах 27-го листа 10-верстной геологической карты, ТГГРУ, в. 125, Л. 1931.
7. Д а н и л о в с к ий И. В. Геологическое строение западной части бассейна оз. Ильменя и правобережья р. Шелони, ТВГРО, 264, Л. 1932.
8. Д а н и л о в с к ий И. В. Основные черты морфологии, происхождения и возраста речных долин и их террас в северо-западной области РСФСР. ТАИЧПЕ, в. 1, Л. 1932.
9. З е м л я к о в Б. Ф. О следах ледниковой осцилляции в южной части Карельского перешейка. ТКЧП, в. 1, Л. 1932.
10. К о т л у к о в В. А. Геологические исследования в Мгинском районе Ленинградской области. ТЛГРТ, в. 4, Л. 1933.
11. Л а м а н с к ий В. Исследования в области Балтийско-Ладожского глинта летом 1900 года. ИГК, 20, СПБ. 1901.
12. М а р к о в К. К. Развитие рельефа северо-западной части Ленинградской области, в. 1, ТГГРУ, 117, Л. 1934.
13. М а р к о в К. К. Поздне- и послеледниковая история окрестностей Ленинграда на фоне поздне- и послеледниковой истории Балтики, ТКЧП, IV, Л. 1933.
14. М а р к о в К. К., П о р е ц к ий В. С. и Ш л я п и н а Е. В. О колебаниях уровня Ладожского и Онежского озер в послеледниковое время. ТКЧП, IV, Л. 1934.
15. М а р к о в К. К. Краткий геологический и геоморфологический очерк северной части Кингисеппского уезда, Изв. Центр. гидрометеор. бюро, 7, Л. 1927.
16. М а р к о в К. К. и П о р е ц к ий В. С. Последниковая история окрестностей Ленинграда, «Природа», 1933.
17. М о р д в и н о в А. И. Четвертичные отложения западной части 41-го листа, Изв. ГГРУ, 27, Л. 1931.
18. Р и х т е р Г. Д. Рельеф Ленинградской области и Карельской АССР. Приложение к Атласу Ленингр. обл., изд. ГЭНИИ. Л. 1935.
19. С о к о л о в Н. Н. Четвертичные отложения Кольского полуострова, Карелии и Ленинградской области, Прил. к атласу Ленингр. обл. изд. ГЭНИИ, Л. 1935.
20. С о к о л о в Н. Н. Геоморфологический очерк района р. Волхова и оз. Ильменя, Матер. по иссл. р. Волхова и его басс., 7, Л. 1926.
21. Я к о в л е в С. А. Наносы и рельеф г. Ленинграда и его окрестностей, Л. 1925.
22. Я к о в л е в С. А. Тихвинские пески, докл. Ак. Наук, 1928, А, № 16—17, Л. 1928.
23. Я к о в л е в С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР. ТАИЧПЕ, в. 1, Л. 1932.
24. Я н и ш е в с к ий М. Э. Геологический очерк западной части 41-го листа 10-верстной карты Европейской части СССР, ТГГРУ, 78, Л. 1931.

9. ОБЛАСТЬ КОНЕЧНЫХ МОРЕН

Эта область представляет относительно повышенную страну, чрезвычайно мелко расчлененную, тянущуюся от р. Великой и верхнего течения рр. Птичи и Березины на северо-восток, а затем на север до Белого моря, охватывая дугой Балтийский щит. Во всех ложбинах и котловинах этой области расположились бесчисленные озера небольших размеров и разнообразных очертаний, давшие западной части название Поозерья (рис. 8). В административном отношении область захватывает северную часть Белоруссии, часть

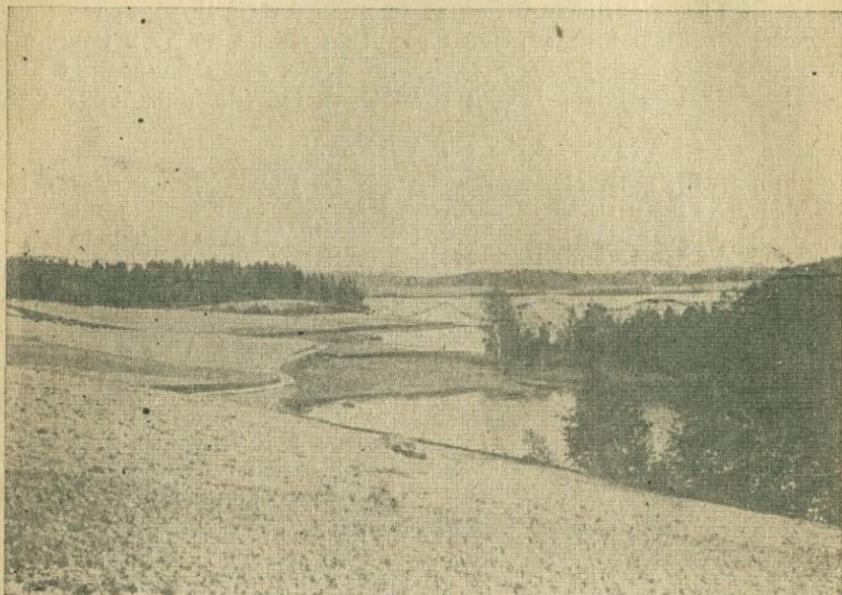


Фото Роде.

Валдайский холмисто-мореный рельеф.

Ленинградской области, Калининскую область, часть Карелии и часть Архангельской области.

Ее следует разделить на две подобласти. Из них первая подобласть охватывает верховья Западной Двины, Валдайскую возвышенность, бассейн Белого озера, бассейн р. Онеги и Онежский полуостров на Белом море. Вторая подобласть расположена в западной части, охватывая верховья р. Березины и водораздел между Ильменем и Псковским озером. Это разделение основано на том, что в рельефе первой части существенную роль играет уступ карбоновых известняков, известный под названием карбонового глинта, тогда как во второй части такого уступа нет.

Подобласть Валдайско-Онежского уступа. Южная часть первой подобласти носит название Валдайских гор или Валдая. После низменной и болотистой полосы, лежащей между Ладожским озе-

ром и Ильменем, Валдайская возвышенность не могла не привлекать к себе внимание путешественников и вследствие контраста вызывала несколько преувеличенную оценку. Так, Оливieri в 1831 г. описывал возвышенность как «хребет Валдайский», над которым располагаются отдельные более возвышенные точки. Гельмерсен считал, что правильней называть Валдай плоской возвышенностью. Лагузен и Дитмар определяли Валдай как плато. Неправильные представления держались довольно долго, и еще в 1896 г. на гипсометрической карте Тилло Валдай был представлен в виде куполообразной возвышенности, в центре которой лежали верхневолжские озера и озеро Селигер. На запад, север и восток эта возвышенность равномерно понижалась, а на юго-востоке сливалась

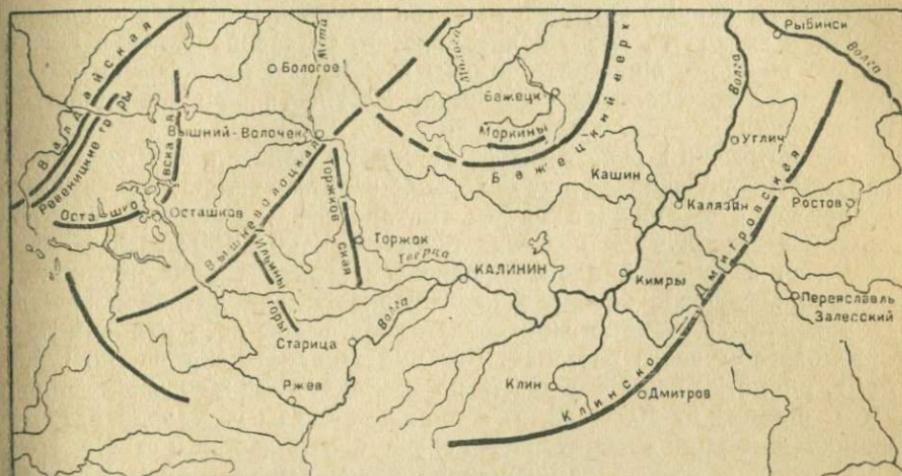


Рис. 9. Карта Валдайской возвышенности.

со Среднерусской возвышенностью, часть которой она и составляла по карте Тилло. Исследования Никитина выяснили, что никакого Валдайского купола не существует, а вместо него тянутся с ЮЗ на СВ две широкие возвышенные моренные полосы — северо-западная и юго-восточная, между которыми расположена котловина и озерная полоса, вмещающая систему озера Селигер, озера Волжские и верховья Западной Двины (рис. 9).

По северо-западной гряде проходит водораздел между Балтийским морем и южными морями, причем его высота колеблется в пределах от 224 м до 267 м, только к западу от северного конца озера Стерж, достигая 320 м. Но вне водораздела есть и более высокие точки. Наивысшей точкой Валдая является гора Каменник (Каместик), высотою в 321,4 м. К востоку от этой горы берет начало Волга в местности, высота которой всего 221—227 м.

Северо-западная или Валдайская грива тянется полосою в 20—30 км ширины и состоит из ледниковых суглинков и песков с боль-

шим количеством валунов. Она не представляет цельной гряды, а распадается на большое количество холмов и гряд, разбросанных на первый взгляд без всякого порядка. Нивелировочный профиль железной дороги Старая Русса — Валдай ясно показывает резкое различие по высоте и по рельефу между Ильмено-Волховской низиной и Валдайской грядой. Очень заметный подъем западного склона гряды начинается в 6 км от ст. Любница. Склон имеет ясно ступенчатую поверхность, рассеченную глубокими долинами и лощинами. Высоты ступеней будут 65, 75, 90, 110, 120, 145 и 155 м абсолютной высоты. Такая же ступенчатость заметна на профилях и других железных дорог, пересекающих Валдай.

Н. Н. Соколов считает, что рельеф здесь типично эрозионный, а не конечномореный. Долины и лощины отделяют холмы и гряды, которые на первый взгляд и кажутся неправильно разбросанными. Так как местность хорошо дренируется, то заболоченности нет, и только по более широким долинам и лощинам встречаются сырьи луга, небольшие болота и торфяники. Местность распахана и сильно обезлесена.

Геологический разрез по р. Поломети показал два горизонта валунного суглинка, между которыми залегает толща безвалунных песков мощностью в 4 м с торфом. На террасах Поломети (их более 4) залегают кое-где ленточные глины на высоте 100 и 150 м. Это обстоятельство, а также и плащеобразное залегание морены в долинах свидетельствуют о том, что размывание склона началось еще до оледенения. Ленточные глины отлагались, вероятно, в заливах Волховского языкового бассейна. Ширина западного склона, по Соколову, около 20 км. Сама гряда по линии той же железной дороги имеет ширину от 10 до 20 км и проходит около г. Валдая в меридиональном направлении, полого спускаясь на восток к ст. Бологое.

С востока Валдайская гряда не имеет ясных границ, если не считать цепи озер (Селигер, Велье, Валдайское и Боровно).

Рельеф гряды выражен грядообразными водоразделами, долинами, узкими и извилистыми, глубокими впадинами озер. Так, Валдайское озеро имеет глубину до 80 м. Мелкие гряды, по Соколову, могут быть различного происхождения: древнеэрозионные, сложенные коренными породами; водораздельные гряды размыва; аккумулятивные гряды моренного и озового типа.

Камы развиты, главным образом, на левом склоне Мстинской впадины. Некоторое сходство с ними имеют древние дельты. Преобладают, однако, не холмистые, а ровные участки занаводов и гляциальнопоозерные.

На берегу Валдайского озера Лагузен нашел выходы известняков на высоте 200 м. Это указывает, что местность у Валдая в основе сложена коренными породами (относящимися к нижнему карбону) и что Валдайская гряда обусловлена выступом древнего доледникового рельефа, на котором впоследствии был отложен ледниковый нанос. Соколов считает Валдайскую возвышенность кузстой, сильно расчлененной размывом. Уступы на северо-западной стороне вызваны, по его мнению, литологическими особенностями коренных

пород. Егоров объясняет происхождение уступов абразионной деятельностью ледниковых бассейнов. Каменноугольные известняки и мергели залегают на глубине 1—5 м к востоку от Валдая среди лесистой и заболоченной ровной местности. В некоторых случаях

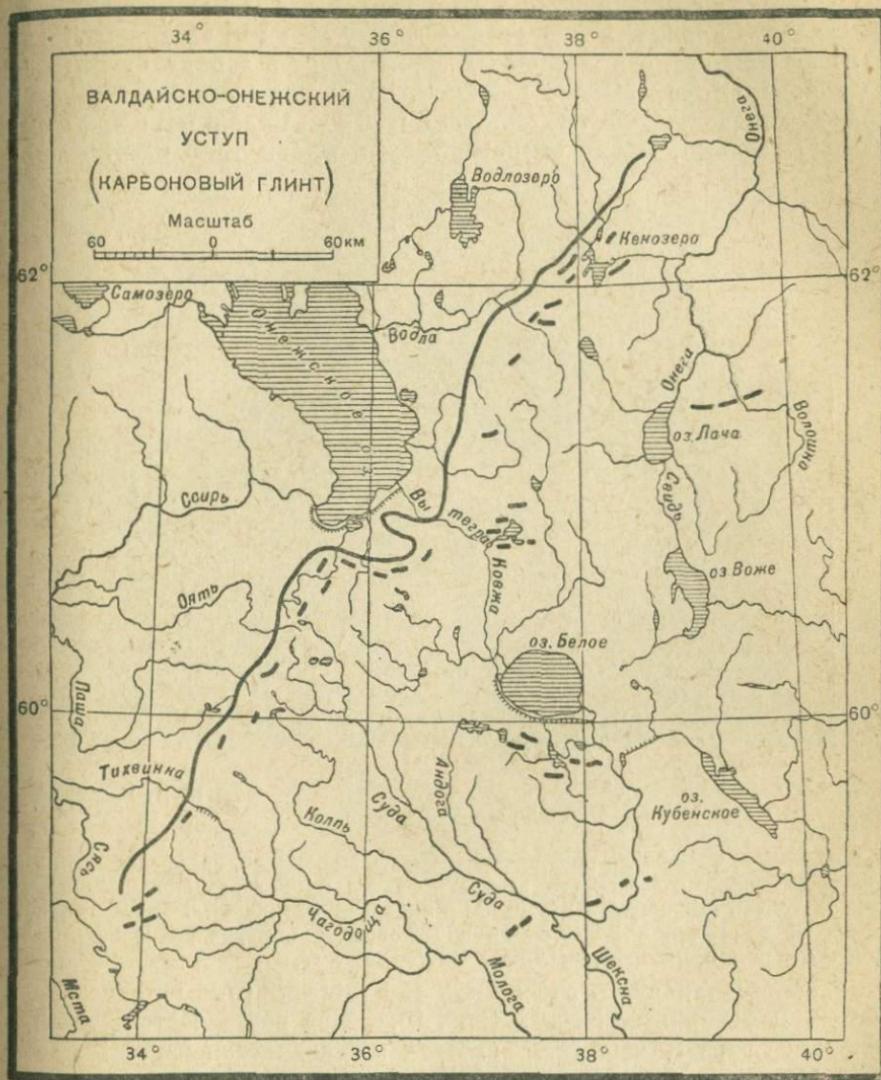


Рис. 10.

каменноугольные отложения находятся, повидимому, не в коренном залегании, а представляют результат ледниковой дислокации (г. Ореховая).

Уступ карбоновых пород часто называется карбоновым глином. Его можно проследить как на СВ, так и на ЮЗ от Валдая (рис. 10).

В ЮЗ направлении продолжение Валдайской гряды проходит между г. Демянском и озером Велье, затем заходит в юго-восточный угол Холмского района, в Торопецкий район, южнее болотистой равнины рр. Куны и Ловати к Великим Лукам. Отсюда она разветвляется, направляясь с одной стороны в западную половину Псковского района, а с другой — между верхним течением Ловати и шоссе из Невеля в Витебск, и затем к югу и западу от Витебска на города Сенно, Лепель и Минск. Здесь она не кончается, а выходит за пределы Союза на Вильно и далее на Сувалки и в восточную часть Германии, всюду сопровождаемая множеством озер.



Фото К. К. Маркова.

Район г. Осташкова.

Эту гряду Танфильев предложил называть Волоковой, заимствуя это название у Нестора, называвшего этот водораздел просто «волоком». Волоковая гряда, хорошо выраженная в рельфе и имеющая в западной части ВСВ простижение, и дала повод подозревать существование поперечной гряды, соединяющей Урал с побережьем Балтийского моря.

Центральная часть собственно Валдайской гряды иногда называется Ревеницкими горами (рис. 9). Здесь возвышается упомянутая выше гора Каменник. У г. Валдая отчленяется узкая прерывистая Осташковская гряда, идущая сначала на юг, потом на запад, образуя дугу, сливающуюся затем снова с Волоковой грядой. Осташковская гряда не резко выражена в рельфе и прерывается зандрами.

По Никитину, моренные гряды расположены более или менее параллельно или концентрически. Самой западной грядой является выпуклая к востоку дуга в верховьях р. Великой и в восточной части Себежского района. Южным продолжением ее служат указанные Миссуной за Западной Двиной конечные

морены, идущие вдоль правого берега Двины и еще южнее, в верховьях р. Сервеча. Вообще все моренные гряды имеют в основе ядро коренных пород, так как полосы моренного ландшафта обыкновенно отмечают собою ступенчатые границы между геологическими системами и ярусами.

Ровные участки между грядами Никитин называл моренными равнинами. Соколов считает, что их следует называть древнеозерными равнинами, так как они сложены осадками древних озер, а не мореной. Впадины современных озер по большей части являются частями древних доледниковых долин, запруженных ледниками наносами. На это указывает их вытянутая форма и четковидное расположение. Например, Демянский район Федоровский характеризует как хаотически всхолмленную местность, на которой можно проследить местами рядовое расположение озер по направлению с севера на юг. Например, озера Мухново, Замошское, Неверы, Гошевец, Истошно образуют один ряд, а озера Соснино, Кудро, Глубокое, Хвошня, Соминец — другой ряд. Большая часть озер не имеет стока. Многочисленные реки текут в глубоких долинах.

Озеро Селигер, самое большое озеро ча Валдае, имеет необычайно извилистую форму. Площадь его с островами равна 259 кв. км, глубина 5,8 м. Находится оно на высоте 204,7 м. Вблизи него расположено озерко Васильково, которое, по данным Анучина, дает ручьи и в Селигер, и в озеро Гнильское, принадлежащее уже к бассейну Ильменя. Через речку Селижаровку озеро Селигер спускает свою воду в Волгу, являясь, таким образом, ее бассейном питания.

Отметим также, что огромное количество озер Валдайского района располагается в несколько меридиональных рядов. Таковы: западный ряд из озер Селигера, Полонца, Велья и других, средний ряд из озер Серема, Шлина, Березая, Святого, Ужина, Боровна, восточный ряд между озерами Немегой (Ильинским) и Пирос. Еще далее к востоку лежит озеро Кафтино, вытянутое с севера на юг и ряд мелких озер. Вытянутость с севера на юг свойственна многим озерам края и составляет их характерную особенность. Некоторые озера соединены между собою протоками, образуя четковидные реки (Березайка, Валдайка, Шлина).

Такое же рядовое расположение озер замечается, по данным Рудницкого, в Крестецком районе. Озера Белое, Теребуново, Боротно и Черное составляют первый ряд. Заозерье, Мошно, Наль, Среднее, Перетно, Заперетье, Заводочье и много других образуют второй ряд, заполняющий огромную котловину с ясными береговыми очертаниями, которая р. Боровной соединяется с оз. Боровно Валдайского района. Третий ряд включает озера Волостно, Чель, Черное, Халовец, Качам, Белое, Дубровно, Пунино, Дубровенское и др., также залегающие в котловине, из которой вытекает р. Холова. В юго-западной части района развит друмлиновый рельеф.

Валдайская возвышенность входит в состав водораздела между Балтийским и южными морями. Далее на СВ продолжением ее является полоса водораздела, протягивающаяся от р. Мсты через верховья Сяси до линии Северной железной дороги. Затем водораздел понижается и проходит через верховья Тихвинки. Снова поднимаясь, он достигает верховий Ояти, где значительно расширяется и меняет свое направление с северо-восточного на восточное. Эту область Яунпутнин называет Вепсовской возвышенностью. Она представляет собою характерный холмистый моренный ландшафт. Холмы слагаются в гряды северо-восточного простирания, которое

только у Кривозера меняется на юго-восточное. За Шимозером гряды принимают снова прежнее направление (рис. 10). В бассейне Ояти водораздел выделяется резко. Здесь развита сеть широких и глубоких долин древнего возраста, отчасти занятых лопастными и вытянутыми озерами. Наивысшей точкой является г. Гапсельга, имеющая 297 м высоты. Она представляет собою сильно вытянутую на СВ гряду со склонами до 20°. Вершина ее усеяна валунами.

Местность к югу от Свири, в верховьях рек Ояти и Мегры, изобилует карстовыми воронками, болотами и озерами (Шимозеро, Долгозеро, Куштозеро, Каинское, Ундозеро, Качозеро, Алмозеро и др.). Многие из озер находятся в стадии зарастания. Куликовский сообщает, что иногда на лугах можно выкопать яму и ловить рыбу в заросшем озере. Некоторые озера существуют только периодически. Так, исчезают временами Грязнозеро, Каинское, Шимозеро (площадь в 10 кв. км и глубина 8,5 м), Куштозеро (площадь до 20 кв. км и глубина 13 м). Между озерами весьма часто наблюдаются подземные сообщения. В Тихвинском районе известняки залегают близко к поверхности. Поэтому здесь кое-где наблюдаются карстовые явления. Так, Колмогоров описал карстовую реку Рагушу и исчезающие озера Койгушское и Березорадониское.

Следующая часть водораздела, называемая прионежской, образует резкий уступ на северо-запад. Уже на расстоянии 30 км от Онежского озера (высота 35 м) высота доходит до 215 м. Здесь намечаются четыре ступени. Нижняя — сильно заболоченная песчаная низина, окаймляющая юго-восточный берег Онежского озера, — имеет высоту 40—45 м (первая терраса Полякова). Вторая ступень имеет высоту 50—60 м. Возраст ее Яковлев определяет как польдневый. Третья ступень, высотою от 100 до 120 м, слабо выражена останцами и узкими полосами вдоль уступа. Эти две ступени соответствуют второй террасе Полякова. Последняя ступень имеет высоту 150 м и намечается в районе р. Вытегры, образуя здесь как бы пролив вдоль Марийской системы и вдоль р. Мегры (третья терраса Полякова). Высота самого уступа между Вытегрой и Мегрой и в бассейне р. Андомы достигает 220 м. В верховьях последней реки поверхность уступа имеет холмистый характер с отдельными точками в 290 м. Гряды холмов на этой части водораздела имеют то же северо-восточное направление, являясь продолжением Шимозерских гряд. Эти гряды были образованы, по Янупуттину, ледниковым языком, занимавшим понижение у Мегорских озер. Здесь встречаются также озы и камовые ландшафты (Куштозеро). Вдоль южного берега Ковжинского озера Яковлев указывает повышенную гряду, подпруживающую озеро. Гряда является конечной мореной, имеющей 200 м abs. выс. и 45—50 м относительной. Она служит продолжением Шимозерских гряд. Ширина ее достигает 4 км. Водораздел здесь прорыт каналом в карбоновых известняках, соединяющим р. Вытегру с р. Ковжей, текущей в сторону Волги. Этот канал представляет часть Марийской системы.

Река Ковжа течет вровень со своими плоскими берегами. В такой же плоской местности расположено и Белое озеро, принимающее

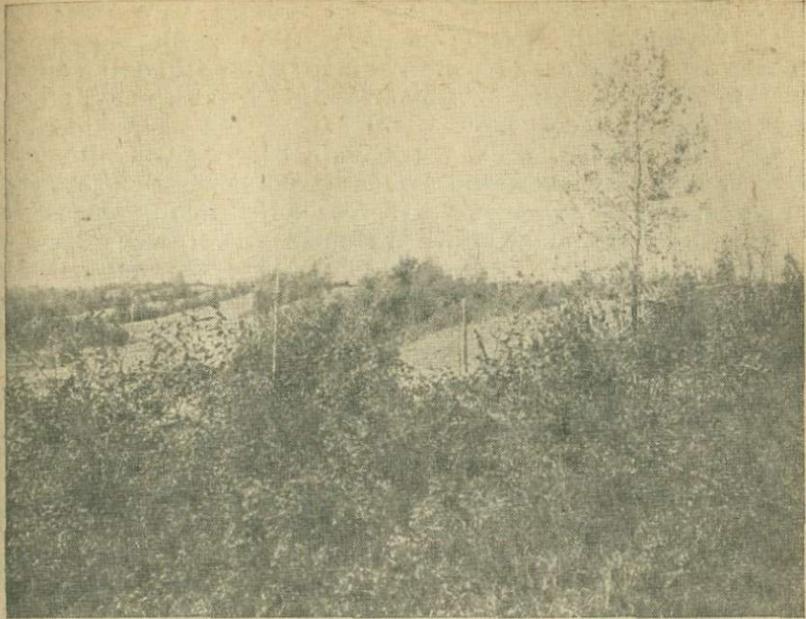


Фото А. И. Яунпутнина.

Конечно-моренная гряда протягивающаяся вдоль северо-западного берега
оз. Куштозеро. Вепсовская возвышенность.



Фото А. И. Яунпутнина.

Конечно-моренные холмы около оз. Куштозеро. Вепсовская возвышенность.

Ковжу. Озеро это имеет до 40 км в поперечнике, но отличается небольшой глубиной (8 м) и очень плоским дном. Широкое распространение ленточных глин (до высоты в 120 м) и равнинный характер местности дают основание предполагать, что здесь некогда было обширное ледниковое озеро, остатком которого в настоящее время является Белое озеро. Этот ледниковый бассейн связывался, по-видимому, с другим большим бассейном, занимавшим область Онежского озера, Ладоги, Ильменя и Пейпуса. По мере иссякания бассейнов связь между ними стала поддерживаться посредством проливов, которые впоследствии были использованы реками.

Дальнейшее продолжение водораздела в районе Колодозера и Кенозера не вполне выяснено. Уступ здесь снижается, но к нему примыкает холмистая полоса высотою до 200 м, ограниченная с обеих сторон равнинами. Колебание рельефа доходит здесь до 60—70 м. Холмы группируются в хорошо выраженные гряды.

Высокие холмы расположены на юго-восточном побережье Кенозера — Глухой кряж (60 м). Окрестности озера представляют как бы котловину, обрамленную живописными горами, которые сложены то коренными породами, то ледниковыми отложениями. Холмистый рельеф продолжается и под водою озера, слагая здесь многочисленные отмели и острова. Наиболее высокие точки находятся на южном берегу (Белая гора и другие вершины до 150 м относительной высоты). Толстихины отмечают, что Кенозерская полоса конечных морен расположена на границе между стойкими известняками среднего карбона на востоке и менее устойчивыми песчаниками и глинами нижнего карбона на западе.

Озера здесь по большей части плотинно-моренного происхождения, но много и округлых воронкообразных, образовавшихся от таяния «мертвого льда». Кенозеро, по Яунпуттину, образовалось на месте древних доледниковых долин, подпруженных накоплениями ледникового материала. Окрестности Колодозера имеют камовый характер. Водораздел разграничивает здесь бассейн Балтийского моря уже от бассейна р. Онеги. Севернее он переходит на повышенную полосу кристаллических пород Ветреного Пояса, протягивающуюся из Карелии на ЮВ по главному Онежско-Беломорскому водоразделу и оканчивающуюся на востоке Голубыми горами в бассейне р. Иксы. Эти Голубые или Синие горы являются, по исследованиям Толстихина, бараньими лбами. Они сложены древними диабазовыми лавами и возвышаются до 70 м над уровнем р. Иксы. Наивысшей точкой является Хъям-гора (165—175 м, 45—50 м относительной высоты).

Продолжение Онежского уступа далее к северу мало исследовано. Яунпуттин полагает, что он переходит в уступ между р. Ваймутой и Кямои. Исследования Толстихина показали, что уступ тут действительно имеется. Это — уступ водораздельного плато между Онегой и Двиною, обрамляющий с востока онежскую депрессию. Он будет описан ниже.

В орографическом отношении водораздельная полоса является продолжением Валдайской возвышенности. В разрезе — это асим-

метричный вал с крутым северо-западным склоном. Яунпутнин называет его Валдайско-Онежским уступом (карбоновый глинт). Местами он замаскирован деятельностью ледника, местами ясно террасирован, кое-где от него отчленены останцы. Равнина к СЗ от уступа имеет высоту 45—50 м. По мере приближения к уступу местность повышается широкими (до 20 км) ступенями. Нижняя ступень имеет высоту от 70 до 80 м, а верхняя от 100 до 115 м. Переходы между ступенями выражены неясно, но подъем на край уступа отчетлив. Высота края колеблется от 190 до 280 м. Уступ и обе террасы расчленены широкими и глубокими долинами, которым явно не соответствуют верховья современных рек. Иногда долины заняты узкими озерами (Пашское, Капшозеро и др.). Поверхность водораздела представляет холмистый ландшафт с бессточными впадинами и озерами. Притихвинская часть водораздела спускается на восток постепенно, образуя слабо покатую равнину по бассейнам Чагоды и Суды до Шексны.

Волжско-Беломорский водораздел слабо изучен. Местами он достигает 200 м высоты. Он дает к западу повышенные полосы, одна из которых идет вдоль р. Кемы к Дружинскому озеру, а другая — вдоль южного берега Белого озера. Последняя полоса имеет моренный характер. С одной стороны она сливается с Судской равниной, с другой — переходит террасированным склоном в низину Белого озера. Третья повышенная гряда отходит вдоль Шексны к Череповцу, достигая местами 250 м высоты. На восток водораздел спускается полого, но к озерам Лача, Чаронда и Кубинскому обрывается резко.

Холмистые пространства часто имеют ясно выраженное северо-восточное простижение. Встречающиеся здесь многочисленные озера принадлежат к различным типам ледниковых. Из них многие не имеют поверхностного стока. По местному преданию все бессточные озера через семь лет должны усыхать, но на самом деле в настоящее время замечается подъем уровня. Озера эти имеют подземный сток и дают начало ключам вдоль Валдайско-Онежского уступа.

Другая гряда Никитина — юго-восточная — также расположена на приподнятых карбоновых известняках. Никитин назвал ее Вышневолоцкой. Она отмечает две геологических ступени — известняки серпуховского яруса и известняки московского яруса. Эта гряда выше Осташковской и почти не уступает Валдайской. Она разбита понижениями на группы холмов. Наибольшей высоты она достигает в 35 км к ЮЗ от впадения Селижаровки в Волгу (307 м). От Вышнего Волочка она тянется на ЮЮЗ в сторону верховий Днепра и левых притоков Межи, впадающей в Двину выше Велижа. Здесь она расплывается в возвышенную моренную равнину, составляющую неясный водораздел между Днепром и Двиной. Здесь нередко одно и то же болото служит истоком для рек различных бассейнов. Верховья Днепра и Волги также весьма сближены, а водораздел достигает только 10—11 м высоты.

Продолжение на СВ может быть прослежено вдоль левого берега р. Мологи, которую затем гряда дважды пересекает, уходя далее к Шексне, где она сменяется Андо-Ирминской грядой; далее

она идет к горе Мауре, проходит севернее Кубинского озера и обращается там в Сухонское Заволочье (250 м.).

Горы Маура, Ципина, Сандырева, Шиндал, Бонема образуют так называемые Кириловские высоты, поднимающиеся над окружающей местностью на 50, 55 и даже 70 м. Сложены они пермскими известняками, которые являются, повидимому, отторженцами среди известняков карбона. Кириловские возвышенности не представляют обособленных точек, а соединяются одна с другой рядом холмов, образуя так называемую Белую гряду, имеющую резко выраженный характер вала, типичного для конечноморенного ландшафта, с мягкими контурами склонов и скоплениями валунов на вершинах и у южного подножия. Семенова считает эту гряду конечноморенной грядой напора, связанной с задержкой ледника в Белозерской впадине. Этим она объясняет и складчатость в горе Мауре. Задержка ледника в свою очередь могла быть вызвана высоким залеганием известняков на месте горы Мауры. Это мнение поддерживают Яунпуттин и Марков, так что вопрос о происхождении этих возвышенностей можно считать решенным.

Продолжением Вышневолоцкой гряды являются также Шекснинские гряды холмов. Эти гряды были созданы виормским ледником в первой (череповецкой) стадии отступания. На северо-востоке этим грядам соответствует Вожегодская холмистая полоса. Во время второй стадии отступания ледник задержался в Белозерском районе, отложив белозерские гряды, холмы Вепсовской возвышенности, тихвинские гряды. На западе эта белозерская стадия отмечается Валдайской грядой, а на северо-востоке — Няндомской холмистой полосой. Третья стадия отступания создает, по Яунпуттину, тихвинские гряды, Вепсовскую возвышенность, кенозерские и холмогорские гряды. Этую стадию он называет Валдайско-Онежской. Последняя задержка была на Турлинско-Шугозерской гряде. Череповецкая стадия соответствует белорусской стадии Соболева, а две следующие — буйльской.

Отрогами Вышневолоцкой гряды в виде коротких, пологих и низких гряд являются Ильины горы по левому берегу Волги выше Ржева, Горжковская гряда по правому берегу Тверцы выше Торжка и Бежецкий Верх, образующий дугу вокруг верховий р. Мологи (рис. 9).

Неширокая холмистая полоса (до 75 м относ. выс.), идущая почти меридионально на 100 км от Вышнего Волочка до Старицы, обозначает здесь так называемый Вышневолоцко-Новоторжский вал, давно известный как тектонический изгиб пластов нижнего карбона среди среднекарбоновых пластов. Но в 1927 г. бурение показало, что под карбоновыми отложениями залегает морена. Рассмотрение результатов бурения приводит Хименкова к выводу, что вал является грядою крупных отторженцев, отложенных ледником в мало нарушенном стратиграфическом положении слоев. Этой гряде Хименков приписывает рисский возраст. Грандиозность этого явления вынуждает допустить более широкое распространение ледниковых дислокаций, чем это до сих пор принимали. Вместе с тем приходится более критически относиться к выводам о тектоническом происхождении некоторых дислокаций в соседних районах и более осторожно оце-

нивать запасы полезных ископаемых, связанных с этими дислокациями¹.

На карте конечных морен, составленной С. А. Яковлевым (рис. 8), Валдайской гряде соответствует внутренняя или северо-западная гряда главного конечноморенного пояса (VII). Волоковая гряда совпадает, повидимому, со срединной грядой того же пояса (VIII), а Вышневолоцкая гряда является частью внешней гряды того же пояса (IX).

Три гряды на карте Яковleva идут почти параллельными линиями, обращенными выпуклостью на ЮВ. Из них более простые очертания имеет внешняя Вышневолоцкая гряда, мало связанныя с доледниковым рельефом. Средняя Волоковая гряда уже более извилиста, так как на продвижении ледника в этой стадии рельеф сказывался сильнее (Сува́льские и Виленские высоты, Белозерский язык), но Витебско-Невельский вал и карбоновый глинт тем не менее не повлияли на ее очертания. Валдайская гряда имеет наиболее сложное строение и на ней сильнее отразилось влияние доледникового рельефа.

Моренные гряды по наружному краю сопровождались большими скоплениями воды, в которых отлагались осадки. По усыхании водоемов на их месте остались обширные скопления песков. Среди этих песков нередко сохраняются многочисленные озера, расположенные в низменных местах и имеющие обычно округлые очертания. Глубина таких озер незначительна, берега их мало расчленены, часто низменны, болотисты, дно ровное, плоское, покрытое мощным слоем ила. К такого рода озерам, повидимому, можно отнести озеро Лача (высота 117 м), из которого берет начало р. Онега, озеро Воже или Чаронда (высота 127 м), откуда вытекает р. Свиль, несущая свои воды в озеро Лача. Озера Лача и Воже, рр. Свиль и Онега занимают, вероятно, ложбину стока ледниковых вод, которая образовалась в то время, когда край ледника стоял на водоразделе между Онежским озером и р. Онегой и вдоль этого края отлагались обширные песчаные наносы. Лежащее южнее озеро Кубинское (высота 112 м) занимает котловину, вытянутую по направлению движения ледника, и раньше было связано с первыми двумя озерами.

Ясно выраженная волнистая полоса протягивается от ст. Вожеги к верховьям р. Уфтиоги. Другая повышенная полоса идет от ст. Коноши на юго-запад к верховьям р. Явенги (Дятловы горы). Третья полоса простирается от ст. Междудвор через г. Няндому к Рягову и далее на Кузьмины горы. Эта полоса местами достигает 250 м высоты и имеет черты типичного моренного ландшафта. Няндомская возвышенность с севера ограничена Междудворским уступом, высотою в 90—100 м. Она обусловлена выступом коренных пород и представляет живописную холмистую местность с колебанием рельефа до 60 м. Протяженность этой холмистой гряды, по Толстыхиным, до 62 км. Ввиду слабой изученности местности, лежащей к востоку, истинное направление гряды точно не установлено. К северу от гряды находится обширное заболоченное пространство, в котором расположено Нименское озеро. Это — типичная котловина выпахивания. Южнее лежащая Коношская возвышенность отделена Волошской равниной. Эта возвышенность сходна с Няндомской, но несколько

¹ По мнению Москвитина, отторженцы были занесены с балтийского и валдайского глинта. Возраст вала — вюрмский.

ниже (200 м). По нижнему течению Онеги Толстихины выделяют онежскую депрессию, пониженную относительно восточной части. Онежская депрессия делится конечноморенными образованиями на побережье Онежского залива на две части — северную, залитую водами Белого моря, и южную, вмещающую нижнее течение Онеги. Ширина ее на севере доходит до 60 км. На юге она суживается и распадается на две депрессии — по р. Кодине и по р. Онеге. Высоты в пределах ее колеблются от 0 до 15—20 м.

Палеозойский массив на севере разделяет Онежский и Двинский заливы Белого моря и вытянут с СЗ на ЮВ. К югу от ст. Холмогорской он постепенно расширяется. К онежской депрессии на западе плато обрывается уступом, который хорошо выражен к северу от Кенозера, в порогах р. Онеги, между Бирючево и Ярнемой, в районе д. Курусановской (Усолье), в окрестностях оз. Н. Кармозеро. Возможно, что этот уступ является продолжением Валдайско-Онежского уступа. К двинской депрессии плато также обрывается уступом, который особенно резко выражен в среднем течении р. Емзы. Поверхность плато не является плоской. В южной части Толстихины отмечают крупную впадину, вмещающую бассейн верхней Онеги и озеро Лача. Глубина этой впадины относительно окрестностей равна 100—120 м. К западу от нее расположена другая впадина, вмещающая бассейн рр. Водлы и Нетомы. Еще далее к западу расположена третья впадина, занятая Онежским озером. К востоку от Онегорецко-Лачской впадины лежит впадина бассейна р. Моши, глубиною до 140 м, продолжением которой на СЗ является впадина среднего течения р. Онеги.

Тектоническое водораздельное палеозойское плато является, по Толстихиним, «геосинклиналью», а депрессии — «геоантиклиналями», т. е. мы имеем здесь обращение рельефа вследствие более сильного размыва рыхлых девонских песчаников и глин в антиклиналях и большей стойкости известково-доломитового комплекса водораздельной «геосинклиналии». В дальнейшем рельеф формировался под воздействием ледников, бореальной ингрессии, эрозии, эоловой аккумуляции и карста. Наиболее многочисленны следы ледниковой деятельности, которые придают местности ледниковый характер.

Заложенные еще до оледенения двинская и онежская депрессии определили направление ледниковых языков. При отмирании ледника льды онежской депрессии держались дольше и оставили онежскую конечноморенную гряду.

Поверхность входящего в состав области Онежского полуострова, по данным Лавровой, сложена, главным образом, ледниковыми отложениями. Заслуживает внимания хорошо выраженная конечная морена, идущая вдоль западного берега полуострова. Ширина ее колеблется от 6 км до 14 км, высота 115 м. Она охватывала ледниковый язык, залегавший на месте Онежского залива. Продолжением ее на западе являются, повидимому, конечные морены Сумозера, Выгозера и Сегозера. В свою очередь эти гряды Лаврова связывает с внешней финляндской мореной Сальпаусельке, но без достаточных оснований.

Внутренняя Сальпаусельке идет с перерывами через Унгозеро, Хижозеро, вдоль Чирка-Кеми, Юшкозеро, озеро Нижнее Куйто и Шамбозеро. Возможно, что окончанием ее является морена Коль-

ского полуострова. По Землякову, она представляет заметную цепь, высотою до 60 м, а шириной до 2,5 км. В северной Карелии она неотчетлива вследствие сильной пересеченности коренного рельефа. Она сопровождается широкой полосой камовых образований.

Поверхность гряды представляет многочисленные круто склонные холмы и гряды, среди которых много озер, расположенных на разных высотах. Р. Онега, пересекая гряду, образует на протяжении 9 км опасные пороги. На берегах полуострова прослеживается шесть террас. В настоящее время местность находится в стадии медленного поднятия — 10—17 м.

Кроме указанных выше депрессий, имеются впадины и меньших размеров, которым Толстихины приписывают ледниковое происхождение, главным образом, за счет эродирующей деятельности кристаллических валунов. Весьма многочисленны также котловины, имеющие различное происхождение — аккумулятивные, эрозионные, плотинные, провальные, смешанные.

Реки северного района и их долины отличаются недоразвитостью. Все они образовались после отмирания ледника. Даже у крупных рек ширина долины мало превосходит ширину реки. Террасы у небольших рек (1—2) наблюдаются только в нижней части течения. Они лучше выражены у главных рек — Онеги и Двины (три террасы). Характер долины часто меняется в зависимости от пересекаемых ею пород. В конечноморенных грядах, в коренных породах долины узкие, ущелистые, с эрозионными террасами, с порогами. Среди озерно-ледниковых и бореальных отложений течение реки тихое, долина широкая, с аллювиальными террасами, с оползнями на склонах. Иногда наблюдается восстановление древних долин, обычно представляющих цепочку котловин с протоками.

В районе между ст. Междудворье и Холмогорской на известняках карбона развит карстовый ландшафт, представленный воронками и опадями. Часто воронки располагаются по линии тока подземных вод. Такие линейно расположенные воронки переходят по мере развития в узкие слепые каньонообразные долины.

Западная подобласть. Прибалтийская низменная равнина, хорошо выраженная около Великих Лук, сменяется к югу холмистой возвышенной местностью, среди которой выделяются Городокско-Невельские высоты (к северу от Витебска). Городокско-Невельская гряда составляет группу возвышенностей, высотою от 213 до 300 м. Она считалась раньше отрогом Урало-Балтийской гряды. Затем ее считали конечноморенным валом. На самом деле здесь проходит меридиональная антиклинальная складка девонских пород, являющаяся основной причиной повышенного рельефа. Кроме того, здесь имеется широтная гряда конечных морен. На водоразделе Западная Двина — Днепр также тянутся конечные морены, но местность здесь ниже (200—250 м). Меридиональное поднятие девона создает пороги на Двине. Оно является звеном предполагаемой Скифской цепи. Рисский ледник разрушил здесь мощные толщи коренных пород. Вюрмский ледник отложил конечные морены и создал затем ряд озер, частью уже спущенных. С. А. Яковлев полагает, что Невельская гряда служила препятствием для ледника, который, обходя возвышен-

ность, создал по обе стороны два языка — западно-двинский и ловатьский.

Местность к северу и западу от г. Минска представляет водораздел между реками Балтийского и Черноморского бассейна, составленный более или менее значительными группами холмов — так называемыми Литовско-Белорусскими возвышенностями, высшая точка которых — Святая гора — достигает 347 м над уровнем моря. Эти возвышенности считаются продолжением Валдайской моренной гряды. Никитин намечал здесь начало моренной гряды, которая идет от Борисова на Оршу и далее на Ельню, Масальск, Вязьму, Медынь, Гжатск, Рузу, Дмитров, Переяславль, Ярославль, Данилов и Грязовец. Никитин назвал эту гряду Смоленско-Московской, а Тан菲尔ьев предложил назвать ее грядой Никитина. На карте конечных морен С. А. Яковleva такая гряда, однако, не выделяется. Часть ее от Борисова до Орши, отошла к внешней гряде главного конечноморенного пояса (IX), часть от Масальска на Рузу и далее отошла к Варта-Вычегодскому конечноморенному поясу (X). Поэтому Смоленско-Московской гряды или гряды Никитина в понимании Тан菲尔ьева не существует.

Рельеф в районе правого берега р. Березины Мирчинк и Микулина характеризуют как конечноморенный. Здесь преобладают высокие грядообразные, реже платообразные возвышенности, достигающие близ Логойска 323,5 м высоты (140 м отн. выс.). Поверхность гряд имеет бугристый рельеф. Бугры то вытянуты цепью, то неправильно разбросаны. Высота бугров до 40 м. Местами встречаются и равнинные площади с отдельными холмообразными возвышенностями и небольшими грядками (до 213 м высотою). От конечных морен к Березине тянется ряд разветвленных заболоченных низин, являющихся, повидимому, рукавами стока подледниковых вод (зандры). Притоки Березины лишь частично следуют по этим низинам.

К югу от Минска конечные морены встречаются значительно реже и обозначаются только небольшими участками, которые в общем составляют полосу, почти параллельную северным грядам. В окрестностях Минска встречается друмлиновый ландшафт.

С юга полосы конечных морен обычно окаймлены полосами зандров. Здесь распространены материковые дюны, образующие иногда целые поля мелких песчаных холмов.

Промежутки между конечноморенными, друмлиновыми и зандровыми областями имеют черты донноморенного ландшафта, имеющего полого-бугристый вид с широкими, неправильной формы, плоскими котловинами, в которых донная морена накрывается флювиогляциальными осадками.

Область покрыта мощной толщей ледниковых песчано-глинистых образований, из-под которых кое-где выступают верхнемеловые и третичные отложения, а в одном месте у с. Раванич Игуменского района выходят даже кембрийские и силурийские отложения. Г. Ф. Мирчинк и Микулина, исследовавшие эту область в 1929 г., полагают, что этот выход древних пород является глыбой, занесенной сюда ледником рисской эпохи.

Входящий в состав области Псковский район можно разделить по рельефу на две части: равнинную и холмистую, моренную. Равнинная часть относится к предыдущей области (ледниковых озер). Моренный ландшафт наблюдается в центральной части. Центральный моренный район, или Судомский, состоит из холмов Судомских (гора Судома 293 м), Владимирацких, Сигорецких, Кахновских, Дубковских и др., между которыми залегают озера и болотистые впадины. Все эти холмы входят в состав двух возвышенных полос моренного рельефа, сходящихся на западе и расходящихся на востоке.

Нужно отметить, однако, что и рельеф коренных (девонских) пород имеет здесь очень неровный характер, колебляясь в пределах от 35 до 160 м. Поэтому современный рельеф не является вполне аккумулятивным. Так, отмеченная выше гора Судома и возвышенности Стругов Красных являются останцами доледникового рельефа. С вершины горы Судомы можно видеть, что все окрестное пространство представляет холмистую, богатую озерами страну с отдельными коническими вершинами и высокими короткими грядами. Гряды и озера ориентированы в самых различных направлениях и придают стране характер средневысотных гор. Филиппович считает, что Судомские холмы имеют камовый характер, а не конечномореный.

Южный моренный район составляет продолжение Витебско-Невельской гряды (Валдайской). Здесь в северной части Невельского района ландшафт, по Никитину, имеет совершенно горный характер.

Гряда конечных морен, идущих от Себежа к м. Чайки, является водоразделом между Западной Двиной и р. Великой. Но кое-где сохранились «долины прорыва», свидетельствующие об ином распределении гидрографической сети в прежние времена, когда выход к северу был прегражден ледяным барьером. Таким прорывом Жирмунский объясняет и поворот Западной Двины на СЗ у м. Бешенковичи.

Гаузен высказал предположение, что воды Западной Двины имели ранее сток в Днепр. Жирмунский подтверждает это предположение, указывая на пути такого соединения двух бассейнов в виде найденных им древних долин на водоразделе Западная Двина-Днепр. Такие древние протоки он указывает между р. Верхитой и Вяловкой, между Девинским ручьем и Оршицей, между Черницией и верховьями Малой Березины, между Лелаквой и Плавной.

Холмистый или переходный ландшафт Псковского района отличается от моренного меньшей высотой, меньшей глубиной долин, меньшим количеством озер.

Из гряд многие имеют характер озев, например: Лесовский, Борисоглебский, Войские (Оськие) горы или Оський бор, Опочецкий или Долгий, Порховский и др. Кроме озев, встречаются гряды, сложенные валунной глиной и валунным песком и являющиеся, повидимому, остатками донной морены. Они иногда принимают облик дюн, но на самом деле относятся к друмлинам. В южной части Псковского района встречается камовый ландшафт.

Озера в холмистых местностях, по наблюдениям Глинки, встречаются одиночками, тогда как на равнине — группами. Глинка объясняет такое расположение тем, что первоначальные большие озера на равнине быстрее сокращались в болота и распадались на

группы мелких, тогда как в холмистых местностях они только уменьшались по площади, но не заболачивались и не распадались.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев Я. Т. Геологическое строение, поверхность и полезные ископаемые Череповецкого округа, Сб. «Череповецкий округ», 1929.
2. Вебер В. Н. Геологический разрез по линии Северной ж. д. ИГК, 44, в. 7, Л. 1925.
3. Герлит О. Морфология и геология рельефа Псковской губ., 1909.
4. Глинка К. Д. Последретические образования и почвы Псковской, Новгородской и Смоленской губ., Ежег. по геол. и минер. России, V, в. 4—5, 1902.
5. Егоров С. Ф. К вопросу о происхождении рельефа Валдайской возвышенности, Тр. Геогр. отд. КЕПС, в. 2, Л. 1930.
6. Жирмунский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, Лист 28, Юго-восточная четверть, ТВГРО, 234, Л. 1932.
7. Жирмунский А. М. Геологический очерк БССР и Западной области РСФСР, 1930.
8. Жирмунский А. М. История рельефа в бассейне р. Лучесы и соседней части водораздела р. Западной Двины и Днепра, ИГО, 67, в. 6, Л. 1935.
9. Каманин Л. Г. Геоморфологические условия района распространения пермских отложений в окрестностях г. Кириллова, ТГИ, 7, Л. 1933.
10. Колмогоров А. Озера Тихвинского уезда, Земл. 14, кн. 3—4, М. 1907.
11. Куликовский Г. И. Зарастиющие и периодически исчезающие озера Обонежского края. Земл., 1, кн. 1, М. 1894.
12. Лаврова М. А. О результатах геологических исследований в районе Беломорского бассейна, ТАИЧПЕ, в. 2, Л. 1933.
13. Лаврова М. А. К геологии Онежского полуострова Белого моря, Тр. Геол. муз. Ак. наук, 8, Л. 1931.
14. Лаврова М. А. К познанию четвертичных отложений Поморского берега Белого моря, Тр. Геол. инст. Ак. наук, 3, Л. 1933.
15. Мирчиник Г. Ф. и Миккулина, Предварительный отчет о геологических исследованиях правобережья р. Березины в пределах северо-западной четверти 29-го листа, ИГК, 1929.
16. Москвитин А. И. Происхождение и возраст Вышиневолоцко-Новоторжского вала, БМОИП, 46, 1938.
17. Поляков И. С. Физико-географическое описание юго-восточной части Олонецкой губ., ЗГО, 16, № 2, СПБ, 1886.
18. Рогожин Н. П. Поверхность, недра и воды Тверской губ., 1927.
19. Родионов И. И. и Сакс В. Н. Несколько слов о конечных моренах западной части БССР, ИГО, 67, в. 6, Л. 1935.
20. Семенова Л. Ф. Краткий очерк четвертичных отложений и гидрогеологии бассейна Кубинского озера, восточной и северной части Белого озера, южной части Чарондского озера, Иссл. подземных вод СССР, 5. Изд. ГГИ, Л. 1934.
21. Соболев Д. Н. Ледниковая формация северной Европы и геоморфологическое расчленение Русской равнины, ИГО, 56, в. 1 и 2, Л. 1924.
22. Соболев Н. Н. О карстовых явлениях Онежско-Двинского водораздела, ИГО, 35, в. 5, СПБ, 1899.
23. Соколов Н. Н. Рельеф Валдайской гряды, «Природа», 1928.
24. Соколов Н. Н. Некоторые данные о рельефе Валдайской возвышенности, Тр. Почв. инст. Ак. наук, 10, в. 1, Л. 1934.
25. Столпневич, А. О карстовых явлениях в Тихвинском уезде Новгородской губ., ГВ, 4, Л. 1921.
26. Толстыхины М. М. и Н. И. Материалы к геоморфологии Онего-Двинского междуречья, ИГО, 67, в. 3, Л. 1935.
27. Толстыхин Н. И. К геологии Архангельской и Вологодской губ., БМОИП, 32, 2, № 3, М. 1924.
28. Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР, ТАИЧПЕ, в. 1, Л. 1932.
29. Янин А. И. К вопросу об условиях отступания последнего ледникового покрова на северо-западной окраине Русской равнины, ИГО, 66, в. 3, Л. 1934.

10. ОБЛАСТЬ УВАЛОВ

Под этим названием В. П. Семенов-Тяншанский разумеет длинную возвышенную полосу, идущую через всю Европейскую часть Союза с ЮЗ на СВ от Келецко-Сандомирского кряжа до северной части Среднего Урала.

На карте конечных морен С. А. Яковлева (рис. 8) эта полоса называется конечноморенным поясом Варта-Вычегда по именам двух крайних рек, пересекающих этот пояс на западе и на востоке. Этот пояс не совпадает, однако, с полосою увалов, намечаемой Семеновым-Тяншанским. На западе он проходит южнее полосы увалов, а от Масальска — севернее. К востоку от Волги полоса увалов ближе подходит уже к линии валунов, т. е. к Днепровско-Донскому конечноморенному поясу (XI).

Полоса увалов дает начало главным рекам, стекающим во все краевые моря: Неману и Западной Двине, текущим в Балтийское море, Северной Двине в Белое море, Днепру в Черное и Волге в Каспий. Она является последней полосой ледниковой части Союза, разделяющей черноземное и нечерноземное пространства. На востоке она служит границей двух морских трансгрессий — бореальной и каспийской. Кроме того, она делит территорию на северную и южную части. Она является границей распространения озер — к югу от нее озер почти нет, если не считать пойменных.

Рельеф в общем выражается мягкими округлыми формами и длинными грядами прерывистых возвышенностей, идущих с ЮЗ на СВ. Озер здесь мало. Оставшиеся наиболее крупные из них находятся в стадии зарастания. Речная сеть хорошо развита и глубоко врезана. Для главных рек характерно удлиненное верхнее течение вдоль главной оси области, после чего они сворачивают к северу или к югу, смотря по уклону местности. Область увалов Семенов-Тяншанский делит на три части: западную, центральную и восточную. Но ввиду того, что западная часть имеет больше сходства с областью конечных морен, она отнесена мною туда и была рассмотрена выше. При этих условиях область увалов будет иметь только две части — Центральную увалистую область и восточную область Северных увалов.

Эта полоса пересекает следующие административные единицы: северную часть Смоленской и Московской областей, Ярославскую область, восточную часть Калининской области, юго-восточную часть Вологодской области, северо-западную часть Ивановской области, северные части Горьковской области и Удмуртской республики, северо-западную часть Кировской области, южные части Архангельской области и республики Коми, северо-западную часть Свердловской области.

Центральная увалистая область лежит в самом центре равнины Европейской части Союза, между Днепром и Волгой. В пределах Московской области она достигает наибольшей высоты в 283 м, а в пределах Ярославской области — 210 м.

Западная часть края входит в состав Смоленской области. Коренные породы этой местности относятся к девонскому, каменноугольному, юрскому, меловому и третичному периодам. Из них отложения каменноугольного периода залегают наклонно к востоку и составляют западное крыло подмосковного бассейна. Девонские отложения заполняют северо-западную часть Смоленской области и залегают горизонтально. Уходя к югу под меловые породы, они образуют два подземных вала, из которых один проходит через Оршу, Могилев, Минск и далее через Полесье, ограничивая Среднеднепровскую впадину с запада, а другой вал, называемый центральной девонской осью Мурчисона, идет от Смоленска через Рославль, Брянск на ЮВ в Курскую и Воронежскую области.

В восточной части области, к югу от г. Коврова, Сибирцев, указывает пологую складку карбоновых известняков, возвышающуюся над окружающей местностью на 40 м. На крыльях складки залегают пермские и юрские отложения.

Ледниковые отложения области свидетельствуют, по данным Жирмунского, о двух эпохах оледенения — рисской и вюромской. Более поздние отложения представлены лёссовидными и покровными суглинками, боровыми песками, древним аллювием и современными наносами. Оба оледенения оказали сглаживающее действие на рельеф местности при своем наступлении. При отступлении они покрыли всю местность ровными пластами донных морен. Слабое развитие конечных морен указывает, что ледники задерживались не в данном районе, а в соседних, на северо-западе. Формы, сходные с конечными моренами, наблюдаются к северу от Смоленска. Они имеют вид округлых, сложенных из морены холмов, разделенных заболоченными котловинами. Среди них встречаются озера. Из тех районов, где ледники задерживались, вытекали обильные талые воды в виде не оформленных плоских потоков. Воды скоплялись затем в многочисленных озерах как на месте нынешней долины Днепра, где следы их были обнаружены Докучаевым, так и на водоразделах, где остатками их являются обширные болота.

Постепенное понижение рельефа к долине Днепра заставляет думать, что эта долина в главных чертах была сформирована задолго до наступления четвертичного периода. Никитин доказывает это и тем еще, что моренные суглинки на склонах этой долины почти повсеместно занимают понижения среди куполовидных остатков карбоновых известняков. По мнению Жирмунского, ложбина, появившаяся в результате тектонических процессов в середине третичного периода, была использована в конце этого периода рекою, текшей к Балтийскому морю. Надвинувшийся затем ледник преградил древнему Днепру дорогу к Балтийскому морю и, облегчив реке преодоление Кобелякских порогов, направил ее к югу в Черное море.

Влажная эпоха конца оледенения сменилась сухой, полупустынной, во время которой начались процессы разевания, давшие начало лёссовидным суглинкам, обусловившим современный микрорельеф. По мнению Глинки, эти суглинки могли образоваться и в результате подводных отложений в предледниковых водах, заливавших эту местность, когда ледник после некоторого сокращения вновь расширился, но не захватил территории Смоленской области. Того же мнения держится и Хименков, установивший зональность в расположении зан드ровых полос и покровных суглинков по отношению к областям конечных морен. По его наблюдениям, зандровые полосы окаймляют полосу конечных морен, причем пески с мелкими валунами постепенно сменяются песками безвалунными. К зандровой полосе примыкают обширные пространства, сложенные из покровных безвалунных суглинков. Такое расположение послетретичных образований указывает на их общий генезис. При этом Хименков отождествляет моренный ландшафт по генезису с конечноморенным, считая, что все различие заключается только в длительности остановок ледника. Там, где он останавливался на долгое время, возникали конечные морены. Там же, где остановки были кратковременны, образовывались моренные ландшафты в виде групп невысоких холмов и небольших гряд. Вследствие этого он отвергает мнение Никитина, полагавшего, что моренный ландшафт возникает в местах встречи ледника с выпуклостями доледникового рельефа. Согласно мнения Хименкова, указанная им зональность имеет не только местное значение, а должна наблюдаваться всюду, где сохранились следы моренного ландшафта.

Работы последних лет (Кук, Флайнт) показали, однако, что характер ледникового рельефа в значительной степени зависит от того, находился ли край ледника в состоянии сплошного стаивания — «отступления», или же он распа-

дался на глыбы неподвижного мертвого льда. В первом случае образуются вытянутые формы рельефа, ориентированные в двух взаимно перпендикулярных направлениях — параллельном и перпендикулярном движению ледника. Кроме того, формы рельефа приобретают зональное расположение. Во втором случае образуются обширные участки холмистого донно-моренного ландшафта. Особенно характерно образование камов. Зональность в рельефе или отсутствует или слабо выражена. Так как образование зон мертвого льда вызывается выпуклостями доледникового рельефа, то мнение Никитина надо считать вполне правильным.

Как особенность края, следует отметить асимметрию речных долин. Склоны долин большинства речек пологие, покрыты делювием. Исключение представляет только долина Днепра и отчасти Прони. Плато, подойдя к этим долинам, обрывается с высоты 180—190 м и образует уступ верхней надпойменной террасы, высотою от 30 до 50 м. В долине Днепра можно наблюдать и второй уступ — нижней надпойменной террасы, возвышающейся над руслом на 11—15 м и хорошо развитой по левому побережью. Кое-где намечается и третий уступ, поднимающийся над водою на 5—6 м, а по рр. Прони и Баси и другим на 1—2 м (Жуков М. М.).

Для долин Хименков отмечает обширные заливные поймы, придающие долинам даже мелких речек значительную ширину. Первичные берега тянутся обычно на значительном расстоянии от современного русла реки и обладают по большей части пологими склонами, поднимаясь нередко на большую высоту (до 40—45 м). Исключительно редко встречаются крутые обрывы и разрезы слагающих их пород. Большая ширина долин является, повидимому, наследием прошлого, так как отсутствие террас лишает возможности объяснить это явление перемещением русла. По мнению Хименкова, долины были заложены работой ледниковых потоков, дальнейшее расширение происходило за счет усиленного размывания берегов еще в те времена, когда они не были покрыты растительностью и легко поддавались размыванию, оползанию и осаждению. По мере развития растительности прекращалось углубление и расширение долин.

В настоящее время эрозия в речных долинах утратила прежнее значение и не может уже существенно изменить те основные черты рельефа, которые были выработаны в древнейшее последедниковое время.

Лежащий к востоку Сычевский район представляет степную равнину, одетую лессовидными суглинками. Такого же характера прилегающие части Ржевского и Бельского районов. Входящая в состав области юго-восточная часть Калининской области имеет равнинный характер и отличается широким развитием занавьиных и лессовидных озерных песков и лессовидных мергелей. Только кое-где встречаются остатки древних морен и полосы валунов.

Одним из звеньев полосы валов считается так называемая Клинско-Дмитровская гряда, переходящая в Угличскую и далее в Даниловскую. Исследования Борзова показали, однако, что никакой Клинско-Дмитровской гряды не существует. Вместо нее имеется широкая и далеко вытянутая полоса, идущая с востока из Ярославской области через Московскую (рис. 9). По Мирчинку, полоса сло-

жена донной мореной, которая перекрыла неровности прежнего эрозионного рельефа. Здесь проходит ряд валообразных повышений, являющихся конечноморенными грядами, вытянутыми в широтном направлении. Только в Переяславском районе эти гряды идут дугообразно на СВ в Ростовский район. Перед полосой гряд лежит несколько крупных озерных котловин, частью спущенных и заросших. Есть озера и на полосе — Сенеж, Тростенское, Круглое, Долгое, Нерское и др. В северной половине плато озера спущены реками, долины которых несут следы озеровидных расширений. В создании современного рельефа, по мнению Розанова, крупную роль играли процессы послеледниковой эрозии и аккумуляции, принявшие в настоящее время более спокойный характер. В противоположность Розанову Ланге отдает преимущество в выработке рельефа деятельности ледника.

К северу от плато отходят отроги, иногда отчленяющиеся. Геологическое изучение показало, что в основе плато лежат меловые отложения, тогда как в низинах под наносами найдены юрские породы. Из этого следует, что плато является формой древнего рельефа. В наивысших своих точках оно превышает 200 м. К востоку от него лежит низменная местность. К северу оно обрывается и сменяется обширной, однообразной пониженней местностью, простирающейся до конечноморенных гряд Бежецкого района. Низина изобилует плоскими мелкими озерами и болотами, покрыта лесами и малодоступна.

Долины, прорезывающие плато, находятся в стадии молодости, но, выходя за пределы плато, получают признаки зрелости (рр. Дубна, М. Нерль, Яхрома и др.). Здесь только крупные реки имеют настоящие долины, причем современные долины являются наследием древних долин, выполненных осадками и вновь врезанных, но слабо. В весенне полводье реки Шоша, Яхрома, Дубна, подпираемые высокими водами Волги, останавливают свое течение и разливаются на десятки километров, обращая в озера обширные площади Дмитровского и Клинского районов.

Здесь, на протяжении 128 км, проходит величайший в мире искусственный водный путь — канал Москва-Волга. Канал пересекает Клинско-Дмитровскую возвышенность, поднимаясь ступенями на водораздел. Поднятая насосами вода образует на водоразделе 6 озер-водохранилищ. Седьмое озеро расположено в начале канала у Волги. Канал является глубоководной судоходной артерией, соединяющей Москву с Волгой, снабжает водою столицу (100 млн. ведер в сутки) и обводняет р. Москву и ее притоки в пределах города.

Значительный интерес представляет долина Волги. По данным Борзова, Волга от Кимр до Калязина врезана в морену и имеет характер молодой реки. Притоки ее кажутся более зрелыми. Так как характер волжской долины находится в противоречии с рельефом окружающей местности, то Борзов высказывает предположение, что она возникла как соединительная артерия многих рек, которым она дала новое направление стока. Доказательством этого может служить та покорность, с которой Волга в верхнем течении следует

направлению своих притоков. Дав им новый базис эрозии, она, однако, мало повлияла на их характер, так как озера, через которые они протекают, служат частными базисами эрозии и парализуют влияние главного.

Юго-восточный угол Переяславского района представляет резкую особенность в сравнении с окружающей местностью. Здесь располагается безлесная распаханная равнина с оврагами и блюдцами. Только кое-где сохранились моренные холмы. Речная сеть хорошо разработана и связана с сетью спущенных озер. Здесь под наносами были обнаружены пермские породы, что дает возможность предпо-



Фото А. И. Яунпутнина.

Параболическая дюна на правобережье р. Шексны (Мологошексинское «полесье»).

ложить существование здесь доледниковой впадины, впоследствии заполненной и размытой.

Местность, лежащая к северу и входящая в состав Калининской и Ярославской областей, представляет, по данным Никитина, слабо волнистую равнину, центром которой служат окрестности г. Бежецка. Высшие точки (213 м) здесь расположены на узкой водораздельной полосе, называемой Бежецким Верхом, который служит водоразделом между Мологой и Волгой. На востоке Бежецкий Верх переходит в Краснохолмскую плоскую возвышенность, на поверхности которой распространены холмистые образования. Эта возвышенность обусловлена выступами юрских и меловых пород. Равнина постепенно и равномерно снижается во все стороны до высоты 125—105 м. Только на СВ она довольно круто спускается в долину р. Мологи. Местность между Мологой и Шексной представляет аллювиальную равнину,

покрытую лесом, болотами, озерами, мелкими речками и остатками их старых русел. Коренные породы каменноугольного, триасового и юрского возраста залегают здесь почти горизонтально. Низина занимает древнюю доледниковую впадину, заполненную озерно-аллювиальными песчаными отложениями. Границы впадины довольно резко выражены в виде крутых скатов, часто переходящих в уступы высотою до 40 м.

Входящая в состав полосы Московская область является, по мнению Никитина, типичным представителем Русской равнины как по топографии, так и по общему характеру поверхности. Средняя высота ее — 168 м, тогда как средняя высота всей Европейской части Союза, по вычислениям Тилло, равна 170 м. По рельефу этот край представляет по большей части равнину, то сглаженную, то нарушенную холмами неправильных очертаний и различных направлений. Эта волнистая равнина прорезана во всех направлениях извилистыми речными долинами с пологими склонами. Большая ширина долин не соответствует той ничтожной массе воды, которая теперь по ним протекает. Наиболее повышенная часть края находится к западу и к северу от р. Москвы, достигая у г. Рузы 280 м высоты, у г. Клина — 288 м, а у д. Раково даже 315 м. Эти возвышенности тянутся на СВ в виде описанного выше Клинско-Дмитровского плато и дают ответвления к Москве, заканчиваясь Ленинскими горами (прежде Воробьевы). Высота Ленинских гор — 199,5 м. К р. Москве они спускаются уступом, высотою в 67 м, осложненным оползнями. Город Москва и его окрестности расположены, главным образом, на террасах р. Москвы и частично на водораздельных возвышенностях. Первая надпойменная терраса поднимается на 6—10 м над уровнем реки и характеризуется хорошо выраженным дюнным ландшафтом. В городе терраса замаскирована позднейшими присыпками. Вторая надпойменная терраса поднимается на 15—20 м над рекою, третья — на 30—40 м.

Характер рельефа и ландшафта в Московской области зависит от строения речных долин. Никитин отмечает здесь три типа долин: 1) долины с преобладанием пологих склонов, приуроченные к валунным отложениям, 2) долины с террасированными вследствие оползней склонами, густо заросшие, приуроченные к юрским породам, 3) долины с отвесными склонами в карбоновых известняках.

Центральная часть Юрьевского и Сузdalского районов, известная под названием «опольщины», представляет исключительный для данного края тип рельефа. Это — повышенное (в среднем 183 м) плато со слабо волнистыми очертаниями поверхности, напоминающее степи южных частей Союза. Плато почти совершенно лишено болот и котловин, имеет плоские и широкие, не обособившиеся долины без ясно очерченных берегов. Ближе к краям реки сильно врезываются в плато и образуют глубокие овраги, напоминающие степные балки. Лесов здесь нет, вся поверхность занята полями (опольщина), чьему способствует необычный характер почв (черноземовидных).

Повышенное Клинско-Дмитровское плато понижается к р. Клязьме и сменяется песчаной болотистой лесистой равниной, идущей

и далее на восток в пределы Владимирского района. Речные долины здесь совершенно распиваются, переходя в обширные болотные площади. Реки имеют ничтожное падение и кажутся как бы запруженными. Например, реки Бужа и Поля текут параллельно одна другой, но в противоположных направлениях.

Восточная часть области увалов иначе называется Северными увалами. Она начинается от левого берега Волги между устьями Шексны и Унжи, простирается к области верхней Камы, ограничиваясь с севера рр. Сухоной и Вычегдой, а с юга — пределом распро-

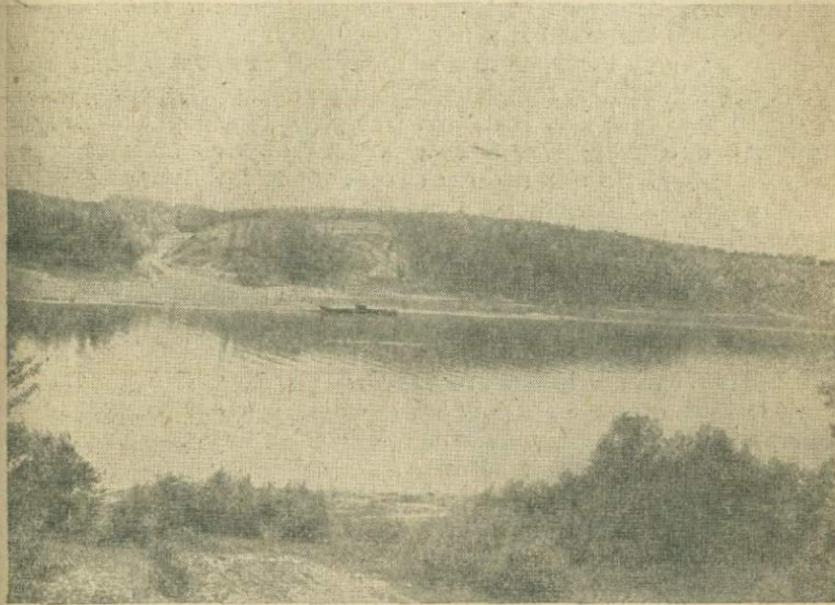


Фото К. Н. Маркова.

P. Волга у г. Плёса.

странения валунов, который проходит приблизительно от г. Горького к устью Пижмы (приток Вятки), к верховьям р. Чепцы и далее до Перми. В пределы области входят Ярославская область, южные части Архангельской области и республики Коми, северные части Горьковской, Кировской, Свердловской областей и Удмуртской республики. По ней проходит Волжско-Двинский водораздел, отделяющий притоки Волги — Шексну, Кострому, Унжу, Ветлугу и Каму — от притоков Северной Двины — Сухоны, Юга, Лузы, Сысолы. Этот водораздел между Ярославлем и Вологдой имеет 170 м высоты.

Высота Северных увалов достигает предположительно 180—200 м. Так же, как и другие части, Северные увалы являются повышениями древнего возраста, а не аккумулятивными образованиями, как думали еще недавно. Только местами ледниковой нанос образовал гряды, известные под местным названием «дресвяных гор», «хряще-

вых гор» или «пуг». Эти пуги Яунпутнин считает сильно размытыми конечными моренами.

По описанию Барбот-де-Марни, местность между Вологдой и Ярославлем представляет ряд длинных плоских участков с ясным рельефом, вытянутых с запада на восток. Яунпутнин указывает, что не только здесь, но и далее на север и восток формы рельефа имеют СВ простижение и состоят из чередующихся понижений и повышенных участков, иногда с ясно выраженными уступами. Повышенные участки имеют облик невысоких плато, рассеченных глубоко врезанной (до 80 м) эрозионной сетью. К таковым он относит Грязовецко-Тутаевскую и Галичско-Плесскую возвышенности. Первая из них имеет высоту в 210—220 м и представляет увалистую равнину, переходящую между Рыбинском и Ярославлем на правый берег Волги. Другая проходит от Чухломы параллельно первой, пересекает Волгу у г. Плеса и уходит к г. Иванову. Она служит водоразделом между Костромой и Унжой. Обе возвышенности обусловлены выступами коренных пород. На них кое-где сохранились аккумулятивные холмистые участки. Щукина на основании своих наблюдений считает Галичско-Плесскую возвышенность конечномореной грядой, хотя и отмечает ее нетипичность и отсутствие валунов. Она отмечает также высокое залегание коренных пород и вообще неровный характер доледникового рельефа. Выступы коренных пород иногда вытянуты в пологие валы меридионального направления и сложены красноцветными породами татарского яруса, перекрытыми в пониженных местах отложениями юры и мела. В связи с неровным характером доледникового рельефа толща покрывающих его четвертичных отложений колеблется от 2 до 40 м.

Страну к западу от р. Костромы Никитин называет сильно холмистой. Н. Н. Соколов выделяет здесь три морфологических ландшафта: водораздельные пространства, Костромскую низину и долину Волги. Водораздельные пространства расчленены лощинами и притоками р. Костромы. Они спускаются широкими ступенями как к Волге, так и к Костромской низине, возвышаясь одна над другой на 5—20 м при наивысших точках в 210 м. Существование здесь конечноморенных гряд сомнительно. Холмы и гряды получились, вероятно, в процессе размыва. Яунпутнин относит холмистые образования этого края к краевым ледниковым формам, которые сначала были покрыты покровными суглинками, а затем подверглись размыву. Вследствие этого они сильно изменены, и истинная их природа может быть установлена только после тщательного анализа. Полосы подобных образований он указывает к СВ от Чухломы, к северу от верховий р. Костромы, на водоразделе р. Ноля — оз. Чухломское, на водоразделе р. Тошма — р. Светлица (Чаловские гряды), на водоразделе р. Монза — правые притоки р. Сухоны в виде четырех параллельных гряд (Святогорье), в виде полосы холмов вдоль тракта Вологда — Тотьма (Чучково — Стрелица), в виде Сямженских холмов. Долины имеют глубину до 70 м и находятся в резком несоответствии с ничтожными потоками настоящего времени. Слоны их террасированы (до пяти террас), дно часто занято



Правый берег р. Волги у г. Ярославля.

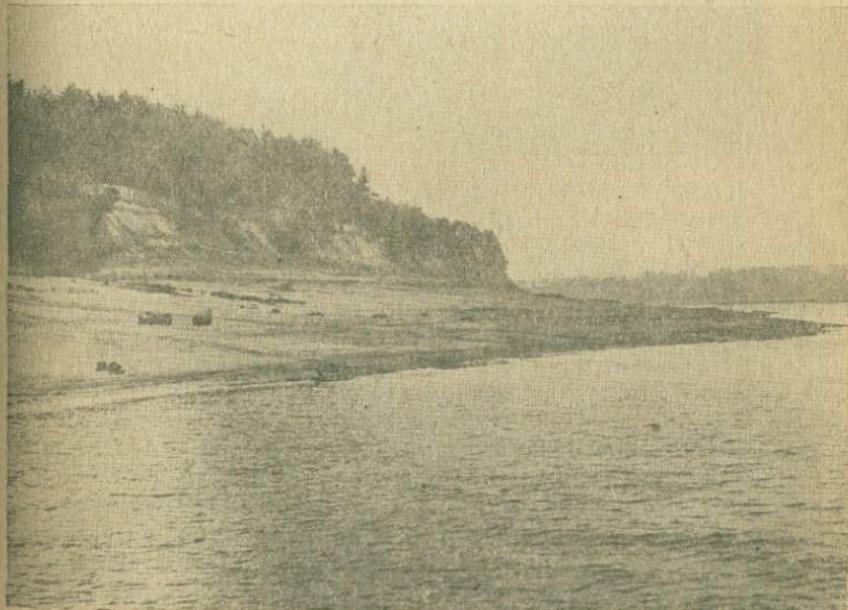


Фото К. К. Маркова.

Боровая терраса р. Волги, выше г. Костромы. (Козлова гора.)

болотами или озерами. Среди последних можно отметить Чухломское и Галичское, неглубокие озера (2 м в среднем, 6 м наибольшей глубины) с мощным слоем (до 6 м) сапропеля на дне, с торфяниками на побережьях и с террасированными берегами. Оба озера занимают древние ложбины. В таких же древних ложбинах текут реки Векса, Нея, Тебза, Лежка, Обнора, Нурма и Кубина.

Костромская низина расположена вдоль р. Костромы от г. Буй до Волги. Она имеет 20 км в ширину и 80 км в длину. С запада и востока она ограничена ясными склонами до 60 м высотою с террасами, соответствующими террасам притоков Костромы и Волги.



Фото О. М. Знаменской.

Галичское озеро.

Сама низина представляет заболоченное пространство, затопляемое внешними водами. Середина ее, у р. Андобы, занята торфяником. От устья Костромы низина простирается и по левому побережью Волги до Б. Солей, причем границей между Костромской и Волжской низиной служит невысокая (15 м) песчаная мелкохолмистая полоса.

Впадину подобного же типа представляет также сухонская депрессия, имеющая также СВ ориентировку и вытянутая от Вологды до г. Тотьмы. Ширина ее достигает 50 км. Порог из валунных суглинков выделяет в ней ЮЗ часть — Вологодскую впадину, которая непосредственно соединяется с Кубиноозерской. Обе впадины как Костромская, так и Сухонская обусловлены депрессиями в коренных породах.

Правый берег Волги слагается здесь пятью террасами, располагающимися на высоте 6, 16, 25, 43 и 65 м над меженным уровнем,

а коренной берег имеет высоту 83 м и проходит в 5—10 км от реки. Ниже г. Костромы террасы появляются и на левом берегу Волги, причем коренной берег проходит здесь в 45 км от реки. Террасы правого берега сильно расчленены и представляют лабиринт гряд и холмов с болотистыми лощинами, низинами и торфяниками. Щукина считает, что на данном участке наблюдаются только три террасы. Две верхние, указанные Соколовым, представляют, по ее мнению, только пологие склоны водораздела.

Долина Волги, по описанию Щукиной, на пространстве от Рыбинска до Козьмодемьянска имеет такое строение. От Рыбинска до с. Норского на протяжении 30—35 км долина узкая, с симметричными берегами, высота которых доходит до 45 м; только изредка наблюдаются две террасы — заливная и 12—13-метровая. Не доходя Ярославля, долина резко меняется — она становится шире, являясь у Костромы продолжением Костромской низины; на склонах ее хорошо выражены три террасы, прослеживающиеся и ниже до Козьмодемьянска. От Костромы до Сунгурова долина Волги симметрична; берега ее имеют высоту до 60 м, полого спускаются к 28—29-метровой террасе, поверхность которой совершенно ровная и имеет ширину от 0,5 до 2 км. Более низкая 13—16-метровая терраса достигает в ширину от 0,1 до 1,5 км; поверхность ее местами покрыта грядами высотою до 2—4 м, вытянутыми параллельно Волге. Нижняя терраса, 4—6-метровой высоты, имеет в ширину 0,2—0,4 км, изредка 1 км. Террасы развиты на обоих берегах. От Сунгурова до д. Сторожевой (несколько километров ниже Плёса) долина узкая, обставлена высокими, крутыми коренными берегами (75—85 м), террас нет. Щукина считает этот участок долиной прорыва через моренную гряду. Ниже до Юрьевца долина вновь расширяется; снова появляются три террасы, из которых особенно хорошо выделяется 28-метровая, местами образующая три уступа. У Юрьевца Волга круто поворачивает на юг, долина ее становится асимметричной и достигает 15 км в ширину; правый берег, высотою до 56 м, круто обрывается; нижние террасы на нем наблюдаются только местами; левый берег далеко отстоит от русла, имеет высоту до 45 м, на нем хорошо выражена верхняя терраса, имеющая 6—8 км в ширину, и две низких. От Балахны¹ до Козьмодемьянска долина становится резко асимметричной — правый берег, высотою до 90 м, крутой, а левый — низкий, уходит от русла на десятки километров. К левому берегу прислонены три террасы: верхняя (25—29 м) представляет полосу шириной до 25 км с холмистым, иногда дюнным рельефом; средняя (13—14 м) — с плоской поверхностью, имеющая полуостровный характер; нижняя (7—9 м) — пойменная, с большим количеством болот, озер, стариц, грив, имеющая в ширину 2—4 км (против г. Васильсурска 12 км). Щукина отмечает сходство долины Волги ниже Балахны с низовьями Оки и Клязьмы. Поэтому она считает долину Волги на этом участке непосредственным продолже-

¹ Следующий участок принадлежит уже к другой области. Здесь он рассматривается для связи с предыдущими.

нием долины Оки. В свою очередь участок долины Волги ниже г. Юрьевца является, повидимому, продолжением долины Унжи.

Таким образом, долина Волги распадается на разновозрастные участки. Наиболее новыми являются участок от Сунгуро娃 до Юрьевца и участок выше Ярославля. В пределах Ярославско-Костромской низины существовал в вюрмское время озеровидный бассейн, располагавшийся параллельно Галичско-Плёсской возвышенности, имевший, возможно, сток на север. После отмирания вюрмского ледника эта возвышенность (морена) была перепилена одним из притоков Унжи, и бассейн получил сток по современной долине Волги от Сунгуро娃 до Юрьевца. В это же время возник и участок Волги от Рыбинска до Ярославля. От Углича до Рыбинска, по предположению Щукиной, раньше был широкий плоский поток, текший на север и продолжавшийся по долинам Мологи и Шексны, где он образовывал озеровидный бассейн вследствие подпруживания ледником. После отмирания ледника этот бассейн получил сток на юг, очевидно, вследствие понижения уровня Ярославско-Костромского бассейна и последовавшего затем полного его осушения. В районе Старицы, по мнению Мирчиника, Волга в доледниковое время не существовала. В вюрмское время она не существовала между Калининым и Калязином. Выше Мологи она составляла приток реки, имевшей СЗ направление. Река Унжа старше Волги и присоединилась к бассейну Камы во время рисского оледенения, когда накопившиеся воды перепилили Казанский водораздел. Таким образом, современная Волга до рисса еще не существовала. В это время существовала Пранерль, верховья которой располагались в области верховий Щоши и Оршинских мхов. Отсюда эта река шла через Переяславское озеро в долину Клизьминской Нерли к Судалю и далее через Судогду к Спасску на Оке. Дальнейшие ее следы находятся в районе Рязанска, где она вливалась в ложбину стока Воронежа и Дона. Древний Дон имел в числе притоков верхнюю Оку, верховья которой составляла река Протва. Нижняя Ока текла в обратном направлении и имела верховьями Праунжу. Волга на участке Горыней — Васильсурская являлась ее притоком. Рисский ледник закрыл путь для Праунжи в Дон, и подпертые в районе Васильсурска воды перелились у Казани в бассейн Камы. Тогда и сформировалась современная речная сеть. Позднее была присоединена Прашексна, а затем и Волга выше Калинина.

Таким образом, долину Волги можно разбить на десять участков: 1) верховья до Калинина (конец вюрма); 2) древняя долина Пранерли; 3) Клязьма — Молога, вюрмская долина притока Прашексны; 4) долина Прашексны и ложбина Ярославль — Кострома; 5) Кострома — Юрьевец (средний вюрм); 6) Юрьевец — Васильсурск, дорисская долина Праунжи и ее притока, принадлежавшая раньше к бассейну Дона; 7) район Казани — рисский; 8) устье Камы — Камышин — долина древней Камы; 9) Камышин — Стalingрад — довюрмский участок, затопленный водами Каспия; 10) Стalingрад — Астрахань — послехвалынский, образовавшийся вследствие поднятия приергенинского района.

Яунпутнин дает такую историю этого края. До оледенения образовались Вологодская, Сухонская и Костромская впадины путем эрозионной деятельности древней речной сети. Тогда же возникли сквозные долины Грязовецкого и Галичского плато. Холмистые образования сформировались во время второго оледенения (московского). Отступание ледника распадается на пять стадий. Первая стадия — галичская — создала чухломские краевые образования и верхне-костромские. Вторая стадия — грязовецкая — создала третью террасу, Нольско-Чухломскую полосу, гряды в верховых Ваги, холмы Святогорья. Третья стадия — сухонская — создала чучково-стрелицкие краевые образования. Четвертая стадия — череповецкая — дала краевые образования Сямженского района. Пятая стадия — белозерская — была за пределами края; в это время начала формироваться современная речная сеть.

Современную эпоху Яунпутнин делит на пять этапов: 1) врезание рек в третью террасу; начало образования торфяных болот; оформление Галичского и Чухломского озер; озеро в Вологодской впадине; врезание р. Сухоны; 2) спуск Вологодского озера; отложение материала вторых террас; 3) современные реки рассеивают уступы и склоны древних долин; 4) иссушение климата; накопление лесного торфа на второй террасе; дубовые леса в долинах; 5) уве-

личение влажности; погребение торфяников и дубовых лесов; врезание рек во вторую террасу; формирование современной поймы.

Характерной особенностью данного участка является приуроченность наибольших высот не к главному Волго-Двинскому водоразделу, а к второстепенным водоразделам притоков р. Костромы. Яунпутнин объясняет это большей активностью рек волжского бассейна, которые пересекли древний водораздел и перехватили верховья северных рек.

К северо-востоку от верховий Унжи, по ту сторону водораздела лежит бассейн рек Юга, Лузы и Сысолы. Эта местность, по Лутугину, представляет равнину, изрезанную речными долинами и оврагами. Переходы между волжским и двинским бассейнами выражены весьма мягко и едва заметно («ровнядь»). Так, Кобозев отмечает, что водораздел между Сысолой и Порышом (бассейн Камы) представляет плоскую и слегка всхолмленную равнину с едва уловимым подъемом (менее 2 м на 1 км). Истоки этих рек лежат, вероятно, в районе юрских отложений, которые и создают здесь положительные формы рельефа, так что только к ним и можно применить название «кувалов». Согласно последних исследований Кобозева и Хабакова, вопрос о Северных увалах решается так: если понимать под увалами ледниковые скопления, то таких увалов нет. Точно также Северные увалы не являются и водоразделами. Во многих местах реки пересекают в средних течениях пункты более высокие, чем водоразделы. Таким образом, под увалами можно разуметь только останцы юрского плато, которые отпрепарированы эрозией, а также и расчлененные водоразделы второго порядка. Намечается также линия древнего водораздела, проходящая значительно южнее современного. Высоты древнего водораздела (303—322 м) больше, чем высоты современного (230—270 м). Современные водоразделы представляют пологоволнистые или заболоченные плоские равнины, к югу сменяющиеся пологими же тектоническими поднятиями в пермских породах, оси которых поднимаются к югу. В рельефе эти поднятия не выражены, но определяют границу распространения мезовайских и верхнетретичных осадков (озерных).

Ледниковые отложения здесь окончательно перемыты и почти нацело уничтожены водными потоками. Водораздельные пространства изобилуют усыхающими болотами и застраивающими озерами. Более мелкие формы рельефа обусловлены частными водоразделами в виде продолговатых, грядовидных возвышенностей с очень мягкими очертаниями. Водораздел между Югом, Моломой и Вохмой, по Хименкову, является также болотистым и лесистым пространством, слабо изрезанным.

Долины крупных рек широкие и глубокие. Их берега окаймлены высокими эрозионными холмами.

Рельеф страны между Ветлугой и Моломой, по Кротову, развивался в зависимости от свойств пермских пород: районы развития песков и песчаников характеризуются равнинностью, едва выраженной холмистостью и дюноподобным рельефом. Более расчлененный и разнообразный рельеф развивается на более твердых и устойчивых

мергелистых толщах. Яунпутний различает здесь несколько типов равнин: пологохолмистые на основной морене, скульптурные на валунных отложениях (размытые), аккумулятивные на озерно-ледниковых суглинках (в депрессиях), аккумулятивные на озерно-аллювиальных песках, местами с дюнным ландшафтом, увалистые на покровных суглинках.

К востоку от р. Моломы, в районе верхних течений рр. Сысолы, Вятки и Камы, водораздельные пространства, по Кассину, представлены также возвышенными равнинами, заболоченными, лесистыми и слабо расчлененными. Реки, стекающие с этих плоских возвышенных водоразделов, создают ряд увалообразных междуречных возвышенностей, вытянутых в ССЗ направлении. Таковы, например, две возвышенные полосы, идущие по правым берегам Вятки и вятской Камы.

Речные долины в верхних течениях неглубокие, склоны долин мягкие. Так, глубина долины верхней Вятки, по данным Петрова, около 45 м, при ширине в 10 км. Объясняется это трудной размывающей способностью мезозойских глин. Усиленная боковая эрозия вызывает образование многочисленных меандров («хоботы»), причем изгибы русла доходят до 5 км длины при расстоянии начала и конца изгиба всего в 40 м. Но по мере приближения к главным рекам контрасты рельефа становятся резче, долины намечаются более явственно, расширяются и приобретают асимметричную форму, обычную для здешних мест. Правый берег обычно высокий и крутой, левый — пологий. Чем дальше от верховий, тем глубже становятся долины, а берега их выше. Местности становятся холмистыми. Наиболее высокие части области находятся в верховьях Камы, достигая 275—290 м высоты. Верховья р. Сысолы находятся на высоте 205—210 м. Вообще же высоты падают в СЗ направлении и колеблются в пределах 240—180 м. Наиболее резкие колебания в рельефе отмечены по правому берегу Камы, где древний берег поднимается на 90—100 м над дном долины, а местность принимает гористый характер. Такой же полугорный ландшафт наблюдается по долинам рек Вятки, Кобры, Федоровки, Летки и Чепцы. Резкие колебания рельефа, и притом на коротких расстояниях, были причиной того, что эти возвышенности получили название «гор» (Красные горы на р. Вятке, Синие горы на р. Кобре).

Породы, слагающие область, представлены полосатыми, пестроцветными отложениями татарского яруса (пермы) и нижнего триаса, отложениями верхней юры и нижнего мела и, наконец, послетретичными отложениями.

Гидрографическая сеть настоящего времени начала вырабатываться в третичном периоде. Развитие речной сети было приостановано надвинувшимся ледником. Он же снивелировал водоразделы и нагромоздил на них грядки и холмы трудно размываемого галечно-песчаного материала. Холмы и увалы по водоразделу притоков Моломы, Ветлуги, и Пижмы Кротов считает остатками от размыва общего покрова.

Наблюдающиеся местами ложбинки и впадины среди моренных отложений Кассин объясняет задержкой на этих местах ледяных

глыб. Исчезавший ледник оставлял после себя песчаные и галечные поля, широко распространенные в верхних частях речной сети. Покровные суглинки водораздельных возвышенностей, по мнению Яунпуттина, являются отложениями флювиогляциальных потоков, когда они при избытке воды широко разливались и захватывали водоразделы. Здесь вследствие замедления течения отлагалась муть, подобно тому как это наблюдается на современных поймах во время половодья. После ухода ледника речная сеть стала развиваться по старым путям.

По западную сторону Вятского увала, по данным Кротова, текла река на ЮЗ к Волге. По восточную сторону увала развивалась новая река — нижняя Вятка — со значительным падением. Энергично эродируя, эта река прорезала Вятский увал ниже г. Советска и захватила весь бассейн западной реки, превратившись в современную Вятку. Верхняя Вятка прежде составляла, вероятно, верховые Сысолы или какой-либо другой реки, текшей на север. Впоследствии она была захвачена средней Вяткой, причем вся Вятка получила тот странный изгиб своего русла, который наблюдается в настоящее время. Такую же историю развития рисует Хабаков для верхней Камы, которая текла раньше также на север, а впоследствии была перехвачена средней Камой. Этому способствовало подпруживание рек ледником (рис. 11). Верхняя Вятка, текущая на север, является, таким образом, самой древней и неизмененной частью современной реки. Широтный участок Вятки образовался из притока Камы, текшего раньше на восток. Такую же схему можно наметить для Ветлуги и Унжи.

В послеледниковое время образовались и боровые террасы в долинах рек за счет ледниковых песков. Боровые террасы поднимаются над уровнем рек на 8—12 м и на 5—7 м над луговой террасой. Выше боровой террасы иногда наблюдаются ровные песчаные площадки, которые, возможно, являются остатками древних террас. Террасовые накопления возвинкали вследствие повышения базиса эрозии. Уровень рек Камского бассейна стоял высоко вследствие хозарской трансгрессии Каспия.

Строение речных долин двинского бассейна отличается от такого в волжском бассейне. В последнем боровая вторая терраса приподнята на 10—13 м и сложена исключительно боровыми песками, а в Сысольском районе эта терраса состоит из коренных пород и поднимается выше. Кроме того, здесь отчетливо наблюдается третья терраса, образование которой, вероятно, связано с boreальной трансгрессией. Петров указывает, что р. Вятка до поворота своего на

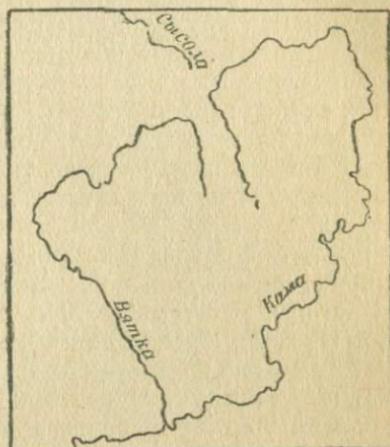


Рис. 11. Верховья Вятки и Камы.

запад имеет три террасы, а после поворота две. Таким образом, верхняя Вятка в том участке, где она течет на север, является более древней и принадлежит к двинскому бассейну, как уже указывалось выше.

Эрозионная деятельность текущих вод имела наибольшее развитие во время наступления ледника и сразу после его исчезновения. К этому времени Кротов относит образование обширной полосы понижений, идущей по Пижме и ее притокам Туже, Идомори, Юму, Сюзюму и пр. и продолжающейся затем на СВ, в область низменного левобережья Вятки. В это время был сформирован и современный рельеф, который потом был законсервирован растительностью. В настоящее время глубинная эрозия работает только в оврагах среди беслесных площадей в пермских, юрских и делювиальных песках. В области речных долин имеет место, главным образом, боковая эрозия. На других площадях эрозионные явления ослаблены. Немалую роль в выработке рельефа играют грунтовые воды. Переслаивание глинистых и песчаных слоев создает ряд водоносных горизонтов, при обнажении которых в долинах, логах, оврагах вытекают ключи, вызывающие оползни. Оползни наблюдаются как на коренных берегах крупных рек, так и у мелких речек. Иногда на протяжении многих километров наблюдаются террасоподобные образования с весьма неровным рельефом и с непременной ложбиной у плоскости сползания. Весьма часто в коренных берегах образуются цирки, иногда большой величины, со стенами до 40—50 м высотою. Береговые массы до 10000 куб. метров часто целиком сползают в реку и даже запреживают ее на некоторое время. Такая разрушительная работа ставит грунтовые воды на первое место в деле развития современного рельефа. Бугристый рельеф по берегам Сысолы Хименков объясняет также развитием оползней. Кобозев указывает, однако, что, кроме оползней, развитие рельефа протекало под влиянием и других факторов. Породы, слагающие край, также внесли свою долю участия в развитие рельефа. В областях залегания пестроцветной толщи пермтриасовых пород наблюдаются глубокие долины, сравнительно хороший дренаж, мягкие пологие склоны. В области развития мезозойских пород имеем с одной стороны мало-расчлененные или совсем ровные платообразные, местами заболоченные возвышенности, а с другой стороны — низменные, болотистые, песчаные местности, сложенные только нижними горизонтами мезозоя. Переход от первых форм ко вторым выражен резкими и высокими (до 40—50 м) уступами, на которых сильно развиты оползни.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борзов А. А. Геоморфологические наблюдения в сопредельных частях Московской, Владимирской и Тверской губ., Земл. 25, кн. 3—4, 1922.
2. Докучаев В. В. Способы образования речных долин Европейской России, ТЛОЕ 9, СПб. 1878.
3. Жирумуский А. М. Последретичные образования южной части Смоленской губ., Изв. Ак. наук, 1925.
4. Жирумуский А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 44, Северо-западная часть. ТГК, 166, Л. 1928.
5. Ильинский Н. В. Вологодский край, ч. I,

1928. 6. Кассин Н. Г. Общая геологическая карта, лист 107, ТГК, 158, Л. 1928. 7. Кобозев Н. С. Геологические и геоморфологические исследования на Вычегодско-Камском водоразделе, Сб. ГЭНИИ, за 1927 г., Л. 1928. 8. Кобозев Н. С. и Хабаков А. В. Происхождение Северных увалов, ЗРМО, 60, в. 1, Л. 1931. 9. Кобозев Н. С. Материалы по геологии и геоморфологии Северных увалов, ЗРМО, 61, в. 2, Л. 1932. 10. Красюк А. А. Почвенные районы западной части Костромской губ. Тр. Костр. научн. общ., вып. 21, 1923. 11. Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР, ТГИ, 1, Л. 1931. 12. Лутугин Л. И. Геологические исследования волжско-северодвинских водоразделов, произведенные в 1890—1891 гг., ЗРМО, 53, Л. 1924. 13. Никитин С. Н. Общая геологическая карта, лист 56, ТГК, I, № 2, СПБ, 1884. 14. Никитин С. Н. Общая геологическая карта, Лист 71, ТГК, 2, № 1, СПБ, 1885. 15. Никитин С. Н. Общая геологическая карта, лист 57, ТГК, V, № 1, СПБ, 1890. 16. Петров М. П. О геоморфологической характеристики верхнего течения р. Вятки, ИГО, 64, в. 4—5, Л. 1932. 17. Соколов Н. Н. О рельфе Костромского Поволжья, Тр. Почв. инст., 3—4, Л. 1929. 18. Сошина Е. и Сопрыкина Н. Очерк гидро-геологического строения Костромской низины, Тр. Костр. научн. общ., 36, 1925. 19. Спиридовон А. И. Геоморфологический очерк бассейна р. Москвы к северо-западу от г. Можайска, Земл. 37, в. 2, М. 1935. 20. Хабаков А. В. По водоразделу Лузы и Юга, ЗРМО, 61, вып. 2, Л. 1932. 21. Хименков В. Г. Геологические исследования в Вяземском, Дорогобужском, Духовщинском и Поречском уездах Смоленской губ., ИГК, 1923. 22. Хименков В. Г. Геологические исследования в бассейне Юга, Моломы и Вохмы в Никольском уезде Вологодской губ., Отч. по обсл. придорожных районов Сев. ж. д. вып. I, 1921. 23. Хименков В. Г. Некоторые типы ледниковых дислокаций в Подмосковном крае, ТАИЧПЕ, 2, Л. 1933. 24. Чижиков Н. В. Река Молога и ее геологическое прошлое, 1928. 25. Шевцов М. С. и Яблонов В. С. Геологическое строение и подземные воды и полезные ископаемые Михневского, Каширского и Ивашковского районов Московской области, Тр. Моск. ГГРУ, сер. I, геол., вып. 4, М. 1931. 26. Шукина Е. Н. Террасы верхней Волги и их соотношение с ледниковыми отложениями Горьковско-Ивановского края, БМОИП, 61, т. VI, в. 3, М. 1933. 27. Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР, ТАИЧПЕ, 1, Л. 1932.

IV. ПЕРЕХОДНАЯ ПОЛОСА ПЕСЧАНЫХ НИЗИН

1. ПРИПЯТСКАЯ НИЗИНА (ПОЛЕСЬЕ)

Эта область расположена между Зап. Бугом и Днепром с одной стороны и между областью конечных морен и Украинской возвышенностью — с другой. В середине Полесья протекает река Припять со своими многочисленными притоками, текущими меридионально с северных и южных возвышенностей. Кроме того, в состав области входит бассейн нижней Березины и правое побережье среднего Днепра (приблизительно от Могилева до устья Припяти). Административно область принадлежит Белоруссии. Западная часть области от р. Случ находитъся в настоящее время за пределами СССР.

Вся область в целом представляет плоскодонную впадину, слегка наклоненную в сторону Днепра, т. е. на восток.

Эта форма широтной впадины находится в противоречии с внутренним строением меридионального вала и свидетельствует, как указывает Личков, на происшедшее здесь опускание. Подземный вал обусловлен седловидным вздутием кристаллических пород, опустившимся, по мнению Соболева, под тяжестью осадков и под давлением льда. Таким образом, опускание имело здесь эзогенный характер.

Самые низкие части Полесья находятся на высоте 111,4 м (у Скрыгалова), повышенные окраины приподняты на 50—80 м. Междуручьи пространства приподняты незначительно, так что рельеф крайне монотонный и нарушается только отдельными островами приподнятой суши. Таковы: мыс Загородья к западу от Пинска (140—160 м), меловой остров у Логишина (160—180 м), повышенный левый берег в районе Петрикова (135 м), возвышающийся над Припятью на 20 м, высокий берег Припяти у Мозыря (166 м), приподнятый над рекой на 60 м. Еще выше участки в южной части Полесья. Здесь выделяются гряды и холмы, которые Тутковский называет «кряжами»; Славечанско-Овручский (257,7 м), Белокоровичи-Топильский (213 м) — более крупные, Озерянский, Гнезно-Терагольский, Корюковский (Толкачевский), Забerezский и Мяколовецкий — более мелкие. Все эти «кряжи» имеют небольшую абсолютную высоту, но хорошо выделяются среди низин, принимая характер гор. С юга Полесье ограничено ясно выраженным уступом Волыно-Подольского плато, идущим от Киева на Новоград-Волынск, Луцк и Владимир-Волынский. Высота плато колеблется от 200 до 274 м. Это лёссовое плато, расчлененное оврагами, почти безлесное, составляет резкую противоположность песчаному, одетому хвойными лесами и болотами, низменному и равнинному Полесью.

Реки Полесья имеют слабый уклон, текут медленно, не имеют выработанных долин и поэтому, при высоком уровне воды, быстро разливаются и затопляют окрестности. Этому способствует также и то обстоятельство, что нередко река течет в собственных наносах выше поймы. В мокрые годы в Полесье даже дороги стоят под водой.

Монотонно равнинный характер Полесья отчасти разнообразится песчаными нагромождениями различных форм. В этих песчаных накоплениях Тутковский хотел видеть «полисинтетические барханы», сопоставляя их с другими следами работы ветра — коррозией скал овручского песчаника, пирамидальными валунами, серпообразными дюнами, каменными россыпями и растрескиванием валунов и галек,— создал представление о Полесье как об ископаемой пустыне. Но исследования Личкова, произведенные впоследствии, показали, что фактический материал был истолкован Тутковским неправильно. Личков дал всем явлениям иное объяснение и тем самым окончательно похоронил учение о Полесье как об ископаемой пустыне, утверждая, что древнее Полесье, как и современное, представляло огромную область болот, сменявшихся иногда сплошными водными скоплениями. Эта мысль — не новая. В. П. Семенов-Тян-Шанский, описывая «Полесское водное скопление», указывает, что при таянии ледника Полесье было мелким озером или группой озер. Тан菲尔ев также говорит о водном скоплении, а ископаемую пустыню обходит молчанием. Личкову принадлежит та заслуга, что он шаг за шагом разбивает доказательства Тутковского и строит свое объяснение, обставляя его вескими доказательствами.

Историю изучаемой области Личков представляет так. В период наступления и остановки днепровского ледникового языка талые воды размыли существовавшее на месте Полесья плато. Возвышенности, упомянутые выше (кроме мелких «крыжей»), являются остатками плато, уцелевшими от размыва, а не «островными горами золового происхождения», образовавшимися в пустынях, как думал Тутковский. Соответственно этому и овручские каньоны являются не пустынными уади, а оврагами, созданными водою. Толща современных и древних аллювиальных отложений в долинах современных рек свидетельствует о длительной работе воды. Реки этого времени имели широтное направление, так как только этим можно объяснить существование широких широтных долин — Кременецко-Дубенско-Острожской среди Волынно-Подольского плато и Луцко-Деражненской или Луцко-Ровненской, отделяющей от северного края того же плато ряд «холмов», высота которых меньше высоты плато на 65 м. Личков считает эти «холмы» остатками третьей террасы, которая охватывает все Полесье и ширина которой достигает 240 км. Эта терраса образовалась вследствие опускания суши, вызванного подпруживание рек и усиленное отложение в долинах безвалунных песков и так называемого озерного лёсса. Застой воды мог быть вызван также и эпигенетическим поднятием юга. Наступившее потом новое оледенение (вюрмское) было причиной усиления размыва, вследствие чего третья терраса на территории западного Полесья была почти уничтожена. В это же время возникает вторая терраса, незначительно приподнятая над речным уровнем. Наличие валунного суглинка в разрезе этой террасы указывает на то, что продвинувшийся ледник накрыл своей мореной не только третью террасу, но и вторую. Последовавшее затем новое опускание вызвало новое затопление области, от которого она в настоящее время освобождается. Отсюда Личков делает такой вывод: центральное Полесье есть затопленная вторично водами бывшая вторая терраса Припяти и ее притоков. В Полесье потому не видно террас, что все оно представляет одну сплошную террасу, ширина которой достигает 150 км. Соболев отмечает, что вторая терраса здесь не вло-

жена, а наложена на третью. Однако Ленцевич, изучавший террасы Припяти в пределах Польши, высказывает сомнения в террасовой природе Полесья.

Балунный суглинок на территории Полесья покрыт песками, которые, по мнению Тутковского, являются зандровыми. По мнению Личкова, это пески второй террасы, аллювиального происхождения, подвергшиеся значительно позже раззвеванию, причем мельчайшие частицы были унесены ветрами на юг, а более грубый материал перемешался на месте и образовал то море песков, которое так характерно для Полесья. Всхождения этих песков Тутковский считал барханами, на самом же деле это только бугры и дюны, образовавшиеся от распадения песчаных валов и грив.

Таким образом, с современной точки зрения Полесье в целом представляет три денудационных уровня: плато высотою в 240—275 м, третья терраса высотою 170—180 м и вторая терраса высотою 150—160 м. Указанный рельеф обязан своим возникновением работе проточной воды, которая достигала значительной интенсивности, так как в некоторых местах можно наблюдать врезывание террас в кристаллические породы и почти полное уничтожение пластов третичных песчаников и меловых пород. Застойные озера, возникавшие здесь, были только звеньями в цепи озер, пересекавшей Европу по фронту района оледенения. Полоса таких озерных расширений, тянущаяся от Германии до Средней Сибири, является границей между выработанными долинами лёссового ландшафта и ландшафтом моренным. Здесь всюду обнаруживается два яруса широких террас приблизительно одинаковой высоты. Эта полоса совпадает с зандровой областью. В ее состав входит в Польше Саномирское, Владавское, Видавское, Влоцлавское, Варшавское, Пулавское озерные расширения (*zastoiska* или *lacs endigués* польских геологов). Размеры этих озер были, однако, значительно меньше, чем размеры Полесского озера. Личков считает, что причиной этому была ограниченность подходящих равнинных пространств на территории Польши и Германии. Все эти озера, повидимому, были связаны между собою протоками, направлявшими воду то в одну, то в другую сторону, в зависимости от обстоятельств.

Далее на восток идут Припятское Полесье, Деснинское, Окское, низины Мещорская, Мокшинская, Балахнинская, Ветлужская, Сурская, Казанско-Закамье, расширение долины Камы у Перми и Соликамска. За Уралом сюда же можно отнести Васюганье, Барабу и Кулундинскую степь, образовавшие самостоятельную группу водных скоплений, не связанных протоками с группой европейской.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ленцевич С. Отношение между террасами Вислы и Днепра, ТАИЧПЕ. Л. 1932.
2. Личков Б. Л. О террасах Днепра и Припяти, Мат. по общ. и прикл. геол., 95, Л. 1928.
3. Личков Б. Л. К геологической истории Полесья, Докл. Ак. наук, 1928, А, № 16—17, Л. 1928.
4. Личков Б. Л. К вопросу о геологической природе Полесья, Изв. Ак. наук, 1928.
5. Личков Б. Л. О так называемых ископаемых пустынях четвертичного времени в Европе, Тр. Геогр. отд. КЕПС, вып. 2, Л. 1930.
6. Соболев Д. Н. К геоморфологической характеристике Киевского Полесья, Вестн. Геол. ком., 1928.
7. Тутковский П. А. Ископаемые пустыни северного полушария, Земл. 16, приложение. М. 1909.
8. Тутковский П. А. Орографический очерк центрального и южного Полесья, Земл. 18, приложение, М. 1911.

2. ОКСКО-ВОЛЖСКАЯ НИЗИНА

Эта область представляет узкую четкообразную полосу, дважды перекатую у Касимовской известняковой гряды и около Мурома, вытянутую с ЮЗ на СВ. (рис. 12). Западное расширение низины известно под названием Мещорской низменности или Мещоры, среднее расширение, на правом берегу Оки, у устья р. Мокши образует Мокшинскую низину, а восточную можно назвать Балахнинско-Ветлужской низменностью. Южную границу области образуют возвышенные правые берега Оки (от Коломны) и Волги (около г. Горького). Первые две низины входят в состав Московской, Рязанской и Ивановской областей, третья заключается отчасти в пределах Горьковской области, отчасти в пределах Марийской республики.

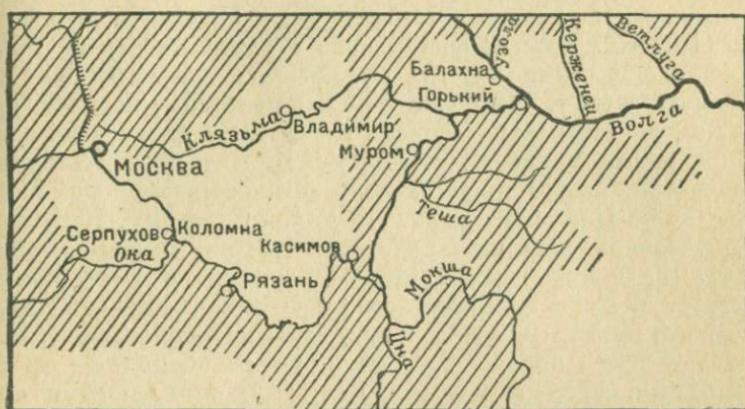


Рис. 12. Волжско-Окские низины.

Окское водное скопление находилось у основания восточного языка ледника между Окой и Волгой и являлось одним из звеньев в цепи озерных расширений, как уже указано было выше. Личков указывает, что все три низины имеют одну общую черту, объединяющую их с Полесьем: местные речные долины производят впечатление невыработанных, что представляет следствие большого развития здесь пойм и вторых террас.

В основании изучаемой области лежат палеозойские породы татарского яруса (пермо-триас), представленные пестрыми мергелями. Некогда они были покрыты юрскими и меловыми породами, впоследствии смытыми. Они уцелели только в котловинах палеозойского рельефа. В последующие эпохи геологическая деятельность выразилась в явлениях денудации. Оледенение покрывало эту область сплошным покровом, но окраинный характер ледниковой области выразился здесь в том, что наряду с моренными образованиями видную роль играют отложения текущих и запруженных ледниковых вод. Эти отложения представлены валунными песками, залягающими обычно в котловинах и ложбинах доледникового

рельефа. Пески собраны в широкие ветвистые ленты различной длины, сходящиеся в главные протоки с озеровидными и дельтообразными расширениями. С валунными песками генетически связаны песчаные отложения широких низин, отличающиеся отсутствием вышележащей моренной глины, иным распределением валунов и галек (скопление в нижних горизонтах), лучше выраженной слоистостью, прослойками безвалунной глины. Эти пески являются продуктом размывания и перемывания моренных отложений ледниками водами. Северная граница области, выраженная террасовидным уступом, сложена моренной глиной и валунными песками. Но и южнее этой границы моренная глина встречается отдельными островами.

Мещорская низменность представляет собою однообразную гладкую лесную и болотистую равнину, ограниченную с юга Окой и расположенную по нижнему течению реки Москвы и по среднему течению реки Клязьмы. С востока она ограничена так называемой Касимовской известняковой грядой, которая заставляет Оку резко отклониться к северу. Затем Ока все-таки прорывается сквозь гряду, образуя каменистые перекаты около Касимова, и снова течет в северном направлении вдоль восточной окраины гряды. Касимовская грязда является южным продолжением окско-клязьминской складки и частью Окского-Цнинского вала. По Архангельскому, Касимовская грязда образована антиклинально изогнутыми каменоугольными известняками, полого падающими в обе стороны, с простиранием на ССЗ. С севера Мещорская низменность ограничена склонами Клинско-Дмитровского плато. Юрские глины, слагающие основание равнины, способствуют здесь образованию озер. Озера обрамлены низкими, однообразными, едва заметными берегами, выстланными торфяниками. Вокруг озер тянутся громадные болота.

Мокшинская низина лежит по ту сторону Оки и Касимовской гряды, между низовьями рек Мокши и Теши. Она представляет отчасти безлесную, отчасти лесистую и болотистую равнину, сложенную водоупорными юрскими глинами. В низовьях рр. Теши, и Велетьмы слоистые пески всхолмлены в дюны до 15 м высотою, которые группируются в гряды. Сюда относятся Волосовские дюны, Окуловский бор, Золотой бугор и др. Большая часть дюн обросла лесом и кустарником, но есть и движущиеся дюны (Волосовские). Реки здесь обладают чуть заметным течением и только в редких случаях имеют сколько-нибудь резко выраженные берега.

Балахнинско-Ветлужская низина начинается к югу от Мурома и охватывает нижнее течение Оки и Волги от р. Узолы до Иletи.

Прионская часть низины, по Сибирцеву, не превышает в ширину 30 км. К северу от Мурома она имеет в ширину только 10 км и совпадает с долиной Оки. Севернее устья Ушны низина расширяется к западу, где она ограничивается то террасовидным, то весьма отлогим моренным и пестромергельным подъемом, который за р. Сувороцем быстро поднимается, образуя такие же крутые склоны, как и плато правого берега Оки. Поперечник низины здесь достигает только 15 км, что дает возможность назвать это место, согласно с Сибирцевым, «Окскими воротами», которыми Окская низина соединяется с Волжской (между городами Гороховцем и Горбатовым).

Большая часть Окской низины занята террасовидной полосой песков. Древние террасы Сибирцев указывает по правому берегу Оки против Мурома, по левому ее берегу севернее Мурома, около слияния Клязьмы с Окой. После впадения Клязьмы Ока принимает в общем широтное направление, соответственно широтному же направлению и нижней Клязьмы. Низина здесь расширяется по левому побережью обеих упомянутых рек и простирается в широтном направлении от р. Тезы (приток Клязьмы) до Волги, которая выше г. Горького течет в юго-восточном направлении, а затем принимает также широтное направление. Низина переходит за Волгу и тянется по ее левому побережью до р. Иletи. В песчано-лесистой низине нижней Клязьмы только пестромергельные бугры у сел Старкова и Золина нарушают общий равнинный характер, возвышаясь на 20—25 м при общей высоте местности в 55—65 м. Вытянутые приблизительно параллельно нижнему течению Клязьмы Золинские бугры представляют остаток от размывания коренных пород ледниками водами, которые и образовали широкие ложбины современных рек. Личков сравнивает эти бугры с островками коренных пород в Полесье. К северу и востоку тянутся песчано-лесистые пространства, иногда покрытые дюнными холмами и грядами, между которыми разбросаны болота. Речные дюны представляют обычное явление в крае и весьма часто содержат следы стоянок доисторического человека.

Северная граница низины пересекает Волгу у Балахны. Здесь оба берега Волги низменны вплоть до г. Горького, где река упирается в обрыв нижнеокского плато из пестрых мергелей. Отсюда устанавливается типичный контраст ее берегов — нагорного правого и лугового левого. Поперечник широтной Окско-Волжской низины достигает 30—40 км. Она отделяет северные возвышенности полосы увалов от южных, входящих в состав так называемой Среднерусской возвышенности. Низменность устлана новейшими песчаными цапонами, на которых песчаные всхолмления (например, Фофановы горы против г. Горького) чередуются с многочисленными озерами и болотами. С юга низина резко очерчена отвесными известняковыми или пестромергельными правыми берегами Клязьмы, Оки и Волги. С севера же граница выражается невысоким (12—20 м) террасовидным подъемом, то крутым и цельным, то, чаще, слаженным и размытым.

Особенно резко уступ террасы выражен между рр. Тезой и Лухом, где в разрезе видны ледниковые отложения, скрывающие коренные породы. Далее к востоку между Лухом и Волгой терраса более слажена, но здесь остатки ее встречаются и южнее в виде отлогих возвышенностей. Между Волгой и Линдой терраса переходит в слегка поникающийся надлуговой карниз, для которого характерна смена мореной глины ледниково-озерной. Между Линдой и Керженцем уступ выражен еще слабее. Эту террасу Личков называет третьей и считает ее аналогичной третьей террасе Полесья.

Местность по левому берегу Волги, в бассейне Керженца, Ветлуги и Рутки, представляет также озерную равнину, рельеф которой частично осложнен золовыми формами, высотою в 4—7 м, и древними береговыми валами (рис. 13). Кроме того, кое-где высту-

пают останцы коренных пород с моренным чехлом. Древние озерные пески сильно переработаны ветром, который создал здесь ряд форм — бугристые пески, параболические дюны, дюнны цепи и барханообразные дюны. Эоловые образования преобладают, главным образом, по левому берегу Ветлуги, в бассейне ее притока Усты. Отсутствие их в южной части равнины, в низовьях Ветлуги и Рутки, по Керженцу, Земляков объясняет большой глинистостью озерных отложений. Возможно, однако, что эта часть еще слабо изучена.

Бугристые пески представляют собою песчаные скопления, высотою до 3,5 м, расположенные без всякой правильности. Между холмами наблюдаются блюдцевидные понижения, глубиною до 1,5 м, более глубокие западины и воронкообразные котловины с крутыми склонами. Земляков полагает, что эти формы песчаных накоплений возникли не только при помощи ветра, но и при содействии других агентов деструкции. Тем не менее, в большинстве случаев это — сильно измененные дюнны образования. Параболические дюны широко распространены. Они представляют дугообразные валы, высотою до 8 м, длиною от 100 до 300 м. Наряду с типичными одиночными дюнами встречаются также в большом числе поперечные валообразные дюны, длиною до 0,5 км, высотою 3—5 м при ширине в 20—30 м. Продольные от поперечных отсутствием



Рис. 43.

валообразные дюны отличаются асимметрией и меньшими размерами. В то время как поперечные дюны являются, повидимому, исходной формой для параболических дюн, продольные представляют производную форму, получающуюся вследствие раздувания середины параболической дюны и удлинения ее рогов. Реже встречаются барханообразные дюны, которые Земляков считает формами раззвевания, а не особым типом аккумуляции. Западины между всхолмлениями нередко заболочены или превратились в озера. Одни из них вытянуты вдоль дюнных валов, другие имеют округлую форму.

Долина Ветлуги имеет большую ширину и хорошо разработана. Добрынин выделяет ее в особый геоморфологический район вследствие ее величины и террасированности. Ширина ее в нижней части доходит до 15 км. Река в низовьях образует огромные извилины и многочисленные старицы. Кроме поймы, на склонах долины имеются еще две террасы на высоте 10 м и 24 м. Эти террасы, по Добрынину,

не соответствуют волжским террасам, а совпадают скорее с террасами р. Суры, с которой Ветлуга, вероятно, составляла раньше единый поток.

Яунпутнин определяет Ветлужскую низину как доледниковую депрессию, сильно размытую во время последнего оледенения. Она характеризуется неглубоким залеганием коренных пород пермоТриаса, перекрытых обрывками морены и чехлом элювиально-делювиальной песчано-глинистой толщи, образовавшейся в результате выветривания и оползания коренных пород. Такого же происхождения Унженская низина, напоминающая по внешнему виду ОкскоКлязьминскую. Эта низина сложена флювиогляциальными песками.

Песчаная равнина левобережья Волги продолжается и далее на восток, захватывая бассейны Б. и М. Кокшаги вплоть до р. Иletи. Обычно вся территория представляет здесь холмистую равнину с отлогими скатами в плоские широкие долины. Реки текут в таких долинах тихо, часто меняя свое направление. Преобладающие высотные отметки колеблются от 160 м до 180 м. Наиболее низменные части расположены на юге в бассейне рр. Б. и М. Кокшаги. Кротов отмечает здесь бассейн Б. Кокшаги, являющийся меридиональной котловиной. На севере эта котловина переходит в огромную низменную область, расположенную по р. Пижме и ее притокам (Туже, Идоморе, Юму, Сюзому и др.). Далее, к северу-востоку, намечается продолжение этой котловины в обширную область низменного левобережья Вятки. Вся эта низменная полоса мало расчленена, часто занята песками, изобилует болотами и озерами. Кротов полагает, что здесь находилось ложе громадного потока, текшего с СВ на ЮЗ. Добрынин обращает внимание также на то, что обе Кокшаги имеют выпуклый продольный профиль, вследствие чего скорость их течения увеличивается в низовьях. Он объясняет это поздним образованием нижних участков, имеющих послевюрмский возраст.

Низовья этих рек представляют низкую песчаную равнину, очень болотистую, без оврагов и промоин. Однообразие ее прерывается только изредка буграми песка, имеющими характер дюн. Дюны бывают до 8 м высотою, но чаще слажены до 4 м. Происхождение дюн Добрынин относит к сухой послевюрмской эпохе. Реки здесь текут медленно, вследствие чего вода в них застаивается и портится. Равнинный характер способствует образованию озер, которые, по наблюдениям Нечаева, бывают трех типов: озера-старицы, озера-болота и озера провальные. Озера-болота занимают впадины между дюнами. Они иногда имеют крупные размеры, но всегда мелки. Озера провальные образовались от растворения гипсовых и известняковых толщ. Они имеют обычно значительную глубину (до 25—30 м), крутые берега и располагаются группами.

Примыкая к Вятскому увалу (см. ниже), песчаная равнина резко от него отграничивается. В некоторых местах переход ее в возвышенную часть совершается постепенно. К Волге она спускается по большей части крутым уступом, высотою до 40 м. Добрынин указывает, что уступ поднимается над террасой Волги наподобие стены или гребня, по большей части одетого густым лесом. Равнина

составляет как бы верхнюю третью террасу Волги, но древнее ее. Она была отложена, по всей вероятности, ледниковыми потоками. От русла Волги уступ отдален поймой (высота 5—6 м) и надлуговой террасой (высота 15—20 м). Надлуговая терраса сложена песками и имеет древнедонный рельеф. Дионы здесь хорошо сохранились и достигают высоты 10—15 м. Ширина террасы достигает у Звенигова 5 км.

Слагающие равнину породы Нечаев относят к послетретичному времени. Эти песчаные отложения имеют распространение и далее на восток по левому берегу Волги и по правому берегу Камы до Спасска и Чистополя. Бассейн, в котором отлагались эти породы, имел связь с Арало-Каспием. С севера в этот бассейн впадали ледниковые потоки, приносившие грубый песчаный материал. Накоплению больших масс песка способствовало высокое положение базиса эрозии во времена хазарской и хвалынской трансгрессий Каспия. Последовавшее потом понижение базиса эрозии заставило реки глубоко врезаться в песчаные наносы. Таким образом, песчаная равнина является созданием древних потоков, часто менявших свои русла. Мы имеем здесь образование типа Полесья. Такого же происхождения, вероятно, и широкие долины верхней Иletи и М. Кокшаги с огромными поймами. Нижние части этих долин имеют узкую пойму и более позднее происхождение.

Интересно отметить, что реки Б. и М. Кокшаги, Рутка не подчиняются закону Бэра и не имеют речных террас, кроме луговой. Последнее обстоятельство Кротов объясняет молодостью рек и медленностью процессов размыва.

Ближе к Казани равнина резко суживается и, наконец, заканчивается как бы барьером, который создается сближением здесь Приволжской возвышенности и Вятского вала.

Моренная область, лежащая к северу, легкими увалами и сглаженными понижающимися мысами или островками постепенно сливаются с описанными весьма широкими песчано-лесистыми и болотистыми низменностями. Согласно взглядов Сибирцева, главные черты рельефа Окско-Клязьминского и Волжско-Окского бассейна были намечены уже ко времени ледникового периода. На месте Балахнинской низины уже существовала котловина, которая была занята затем ледником. Ледник распространялся и далее к югу, как показывает наличие морены на возвышенном правом берегу Волги. При таянии ледника получавшиеся огромные массы воды были запружены здесь не только вследствие особенностей рельефа, но и по причине каспийской трансгрессии. В дальнейшем шло медленное сокращение водного бассейна, движение потоков стало формироваться по типу течения современных рек, выполняя низины галечными и слойстыми песками и оставляя кое-где острова неразмытого моренного наноса. По мере исчезновения ледника потоки удлинялись своими вершинами, получали правильный режим и регулярное течение и превратились, наконец, в реки Волгу, Оку и Клязьму. Более высокий уровень древних рек отмечен надпойменными террасами у главных рек. Наиболее отчетливо терраса

выражена по левому берегу Оки между Ушной и Чуцей, где она приподнята над поймой на 4—6 м, имеет около 15 км ширины и отделяется с запада моренным и пестромергельным подъемом, иногда резко выраженным. Это так называемые вторые террасы, по Личкову, сложенные глинисто-песчаными отложениями. Кроме них, имеется еще и третья терраса, сложенная озерно-лессовыми породами. О ней уже говорилось выше.¹

Окская котловина во многом сходна с Полесьем и относится, по всей видимости, к тому же типу рельефа. Личков указывает, что обе котловины были раньше в соединении через долину р. Цона (приток Оки) и Навли (приток Десны), между которыми нет настоящего водораздела.

ЛИТЕРАТУРА

- Добрынин Б. Ф. Геоморфология Марийской автономной области, Земл., 35, в. 2 и 3, М. 1933.
- Земляков Б. Ф. Геологический очерк Боково-Барнавинского лесного массива Нижегородского края, «Природа и хозяйство», 1931.
- Кротов П. И. Орографический очерк западной части Вятской губ. в пределах 89-го листа, ТГК, 13, № 2, СБП. 1894.
- Нечаев А. В. Геологические исследования северо-западной части Казанской губ., Тр. Общ. ест. при Каз. унив. 25, Каз. 1893.
- Никитин С. Н. Геологический очерк Ветлужского края. Мат. по геол. России, 11, СПБ, 1883.
- Сибирцев Н. М. Общая геологическая карта, лист 72, Геологические исследования в Окско-Клязьминском бассейне. ТГК, 15, № 2, СБП. 1896.
- Терехов М. Г. Гидрологический очерк бассейна р. Луха, Тр. Иваново-Вознесен. научн. общ. краевед., 1929.
- Хаустов А. П. Геоморфологические наблюдения в Егорьевском уезде Московской губ. Земл., 33, в. 3—4, М. 1931.

3. ДНЕПРОВСКАЯ НИЗИНА (УКРАИНСКАЯ МУЛЬДА)

Эта область расположена по левому побережью среднего течения Днепра, начинаясь на севере от бассейна р. Сожа, охватывая бассейн Десны, Сулы, Псёла и заканчиваясь в низовьях Ворсклы. На востоке граница области проходит по западному склону водораздела между Окой, Доном и Днепром, т. е. по склону так называемой Среднерусской возвышенности. Административно область входит в состав Украинской республики, в пределах Черниговской, Полтавской, Киевской и Днепропетровской областей.

В общем эта область является невысокой равниной, постепенно спускающейся с востока на запад. Абсолютные высоты колеблются от 93 м до 233 м. На востоке равнина имеет волнистый характер, с мягкими контурами, глубоко врезанными речными долинами и овражной сетью. На западе равнина совершенно плоская, со столь слабым уклоном, что есть даже реки, теряющиеся в степи (Супой).

Горные породы, слагающие область, относятся к меловой и третичной системам. Меловые отложения распространены на северо-востоке и по мере движения на ЮЗ сменяются третичными и посттретичными. Эта смена объясняется общим наклоном пород на ЮЗ, вызвавшим и уклон местности в ту же сторону. Меловые породы представлены мелом и мергелем, близкое залегание которых к поверхности вызывает местами карстовые явления в виде воронок (бассейн

¹ О террасах Волги см. главу «Область увалов».

р. Клевени — приток Сейма). Но там, где меловые породы дренированы на значительную глубину и не содержат грунтовых вод, карстовые явления не наблюдаются, несмотря на близкое к поверхности залегание мела (Мирчин). Третичные отложения относятся к палеогену и представлены песками, песчаниками и глинами. С глинами связаны встречающиеся местами оползни.

Около с. Исачек обнаружен небольшой выход древних вулканических пород (крупнозернистый диабаз-долерит). Этот Исачковский холм представляет часть правой береговой возвышенности р. Сулы, уединенно возвышающейся на 26 м среди слияния низменных долин трех рек — Сулы, Сулицы и Удая. Холм имеет продолговато-ovalную форму длиною около 4 км, а ширину до 1,5 км. Абсолютная высота его (147 м) не выделяется среди окружающих береговых возвышенностей.

Четвертичные отложения являются остатками ледниковых отложений, которые были оставлены в этой области днепровским языком ледника, занимавшим всю территорию области в эпоху наибольшего оледенения. Наступление ледника сопровождалось обильным разливом вод, которые устремлялись в существовавшую уже и тогда балочную и речную сеть и отлагали там лёссовидные супеси и тяжелые пески, которые обычно подстилают морену. Мирчин считает, что ледник не являлся здесь в виде сплошного покрова, а распадался на отдельные языки, которые располагались по балкам и долинам. Поэтому здесь и нет типичных конечных морен, свойственных периферическим областям оледенения. Постоянное участие воды в балках и долинах препятствовало созиданию конечных морен. Откладывались, главным образом, пески и лёссовидные супеси, которые могут быть отнесены к вандровым отложениям. Пески, развитые, главным образом, у южного и юго-западного края ледникового языка, носят название «ширц» или «чвирц». Они нередко подвергаются действию ветра и слагаются в дюны, выдуи и кучугуры.

Рассматриваемая область занимает часть Североукраинского бассейна, по Соболеву, т. е. часть прогиба между Украинской и Центральноуральской плитами, который он называет аммодейской геосинклиналью. Ось прогиба идет с СЗ на ЮВ и, по мнению Соболева, всегда имела тенденцию смещаться к ЮЗ. Реки, текущие по уклону области на ЮЗ, встречали препятствие в виде края Украинской плиты и поворачивали вдоль него. В миоцене поверхность Украинской плиты лежала ниже поверхности Североукраинского бассейна, и реки тянулись консеквентно к морю на юг через погребенную плиту. Но так как покровы осадочных пород был невелик, то реки скоро докопались до кристаллических пород, и, уступая сопротивлению, повернули вдоль края плиты, приняв субсеквентный характер (Днепр и Донец) и перехватывая ранние консеквентные реки. Постепенное сползание долины среднего Днепра к ЮЗ создало широкую степную террасу левого берега.

Соответственно общему наклону страны реки текут параллельными струями с северо-востока на юго-запад к Днепру, причем почти у всех рек замечается асимметрия склонов: правый берег, по большей части, крутой, левый — отлогий. Кроме того, крутые побережья покрыты множеством углублений, то в виде оврагов, то в виде долин, тогда как отлогие берега являются однообразно ровными. Здесь будет уместно остановиться подробнее на этом явлении.

Если мысленно сделать поперечный разрез через все речные долины и водоразделы от Днепра на восток, то можно обнаружить следующую закономерно повторяющуюся смену элементов рельефа. Степь круто обрывается к правому берегу реки; за рекой, на противоположном левом ее берегу тянутся сначала заливные луга, затем полоса песков, обыкновенно всхолмленных в дюны и заросших сосной. Зе песками начинается пологий подъем на протяжении 10, 20 и более километров, сменяющийся горизонтальной равниной, которая через 5—6 км, а чаще через 2—3 км круто обрывается к сле-

дующей речной долине. Далее снова повторяется та же схема. Заливные луга по левому берегу Днепра соответствуют первой террасе Личкова, полоса песков — второй террасе. Личков указывает, что пологий подъем от второй террасы Днепра нарушается наличием третьей террасы.

Гуров так описывает левобережье Днепра: «наклонная площадь Полтавской губернии не представляет постепенного и равномерного поднятия от Днепра к северо-восточным границам губернии; она поднимается слабо покатыми террасами, отделенными заметными уступами, тянущимися приблизительно параллельно течению Днепра. Юго-западная половина губернии, прилегающая непосредственно к днепровской долине, кажется низменной, почти совершенно лишенной леса, монотонно ровной степью, прорезанной лениво бегущими речками, заключенными большей частью в болотистых аллювиальных долинах, окаймленных плоскими берегами, сливающимися незаметно с окружающей степью. Особенно резко бросается это в глаза в западной части губернии (низовья Сулы, Оржицы, Золотоноша, Супой и Трубеж). Совершенно отличный топографический характер носит северо-восточная половина губернии, отделенная от юго-западной части заметным уступом, который можно проследить от устья Орчика через Кобеляки, Хорол, Пирятин и Прилуки. Эта часть площади представляет возвышенное, еще местами сохранившее леса плато. ... Плато это пересекается глубокими речными долинами, балками и оврагами, сообщающими местности холмисто-возвышенный характер».

Эта особенность речных долин обращала на себя внимание многих исследователей, предлагавших различные объяснения. Повидимому, это явление возникает под действием различных причин, из которых наиболее вероятными являются влияние инсолиации и уклон местности.

Река Днепр в пределы изучаемой области входит значительной своей частью. В северной части области река течет по Полесью и имеет болотистые и низменные берега. Но от устья р. Ирпеня правый берег сразу поднимается на несколько десятков метров, так что прибрежные местности принимают горный характер. Личков устанавливает на Днепре три террасы — современную заливную и две древних. Наиболее хорошо эти три террасы выражены на левом берегу Днепра между устьями рр. Самары и Орели, где на протяжении 40 км они идут тремя правильными прямыми уступами. Заливная терраса является луговой, первая надлуговая терраса преимущественно лесной, верхняя терраса — степной. Высоты этих террас над Днепром будут соответственно: 2,5—5 м; 10—15 м; 36—40 м.

Первая луговая терраса сложена разнообразными речными отложениями. Поверхность ее местами ровная, местами покрыта вытянутыми валами и гравиками, местами — старицами. Иногда встречаются отторженцы второй террасы. Ширина ее 4—6 км, но изменчива; участки ее часто чередуются с участками второй террасы.

Вторая терраса состоит, главным образом, из песков и только на склонах покрыта лессом. Пески образуют три яруса (рис. 14): нижний — флювиогляциальный (с), средний — древнеаллювиальный (в) и верхний — эоловый (а). При этом по мере движения к югу флювиогляциальный ярус выклинивается. Эоловый ярус песков образовался от перевевания среднего яруса. Пески местами сложены

в дюны различных форм. Здесь попадаются бесформенные бугры-кучугуры, сильно вытянутые валы, серповидные холмы с хвостами, обращенными чаще всего на запад. Старицы второй террасы нередко превращаются в усыхающие озерки-болотца, а затем в блюдцеобразные понижения с засоленными почвами.

Третья терраса, по Личкову, имеет такое сложение (сверху вниз): 1) лёсс, 2) валунный суглинок, 3) так называемый пресноводный доледниковый суглинок, слоистый, 4) белые косвенно слоистые плеши значительной мощности. Личков приписывает этой террасе доледниковое происхождение, причем во время оледенения она получила только окончательное оформление. В то время как общая ширина первых двух террас достигает 10—20 км, ширина третьей террасы имеет значительно большие размеры. Так, у Киева она имеет в ширину около 120 км, у Переяслава — 60—65 км, у Золотоноши — 65—70 км, у Хорола — 55 км, у Кобеляк — 30 км, у Днепropетровска — 10 км. В порогах она совсем исчезает, но ниже появляется вновь, хотя и в виде отдельных клочков. У Бориславля она отходит от Днепра далеко на юго-восток, составляя здесь, по мнению

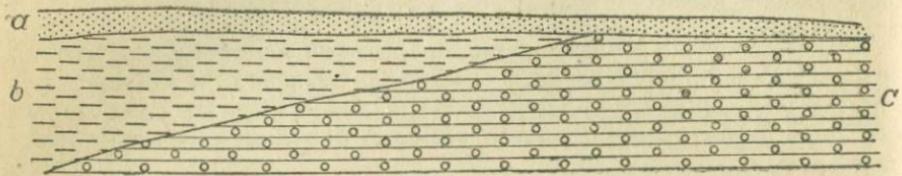


Рис. 14. Наслоение песков.

Личкова, уже приморскую террасу. Терраса развита, главным образом, по левому берегу. На правом берегу имеются отдельные и неширокие ее клочки. Наиболее широко развита третья терраса правого берега только между Черкассами и Новогеоргиевском, где по одну сторону ее течет Днепр, а по другую — Тясмин. Слагающие ее породы отличаются от пород левобережной террасы тем, что не содержат морены и редко содержат лёсс.

Наличие степной террасы было установлено еще Гуровым, который намечал для нее приблизительно те же границы, что и Личков.

Выше Киева все три террасы продолжаются как по Днепру, так и по Десне и другим притокам.

Таким образом, в век образования третьей террасы Днепр сформировал необычайно широкую пойму. Эту громадную ширину Личков объясняет тем, что Днепр в то время представлял собою нечто вроде сети переплетающихся и извилистых протоков с большим количеством стариц и озер и очень затрудненным и слабым стоком вод вниз, в районе порогов. Ни на одной из других крупных рек Украины, ни на Днестре, ни на Ю. Буге, ни на Сев. Донце нет такой широкой третьей террасы. Так как перечисленные реки своими истоками или не доходили до области оледенения или связывались с нею (как Днестр) на короткое время, то несомненно, что в создании широкой третьей террасы ледник и его воды играли такую же существенную роль, как и эпигенетические движения в районе порогов. Историю образования третьей террасы Личков рисует так. В доледниковое время на территории будущей третьей террасы река про-

текала приблизительно по тем же местам, как и современный Днепр, но низовья ее были заняты водами моря, имевшего тогда (сарматский век) большие размеры. В последующие эпохи морской бассейн постепенно сокращался, вызывая усиленную работу реки над углублением и размывом своего русла. Так как в Запорожье основание послетретичных отложений лежит ниже уровня моря, то реки того времени имели устья на более низком уровне, чем современные. Затем явления пошли обратным порядком: базис эрозии стал повышаться вследствие опускания суши. Вследствие этого стали образовываться лиманы, реки стали глубже, а в долинах началось отложение аллювиальных песков третьей террасы и пресноводных доледниковых суглинков. Древняя долина Днепра была заполнена до уровня современной третьей террасы осадками в 50—60 м мощностью. Присутствие в разрезе террасы валунного суглинка говорит о том, что днепровский язык ледника покрыл своими отложениями и район Днепра. Исчезновение ледника совпало по времени с новым поднятием суши. Усилившаяся вследствие этого работа реки освободила русло от ледниковых накоплений. С течением времени размыв стал вновь ослабевать, снова началось отложение наносов и, в частности, лесса.

Соболев указывает, однако, что левобережная низменность может быть названа террасой только с оговоркой. Повидимому, здесь имел место не только размыв, но и прогиб ложа днепровского языка (взгляд Гурова).

Террасы Днепра между рр. Орелью и Самарой были указаны еще Н. А. Соколовым, а затем Оппоковым. Последний автор не считает поиму террасой и называет поэтому террасы иначе, чем Личков. Первая терраса у него — надлуговая или средняя аллювиальная (по Гурову), вторая терраса — нижняя диллювиальная, третья терраса — верхняя диллювиальная. Вторая терраса в среднем течении иногда непосредственно возвышается над поймой.

Тогда она называется надлуговой диллювиальной. Таким образом, если придерживаться счета Личкова, Оппоков намечает четыре террасы, причем четвертая терраса принимается Личковым также за третью (от Сулы до Десны). Оппоков не считает четвертую террасу поверхностью плато. При таком понимании распространение третьей террасы в области среднего Приднепровья существенно ограничивается (см. рис. 15). Третья терраса соответствует Тирренской террасе Депере, вторая — Монастырской. Четвертая терраса, по Оппокову, образовалась не в пределах речной долины, а выше последней, на берегах широкой доледниковой долины. Она соответствует Миляцкой террасе Депере. Размыв доледниковой ложбины Оппоков относит к гюнцу, а окраины плато с высотою в 170 м над уровнем моря к Сицилийской террасе Депере. Размыв гюнцкой ложбины происходит в миндельское время и дал уступ высотою от 107 до 149 м.

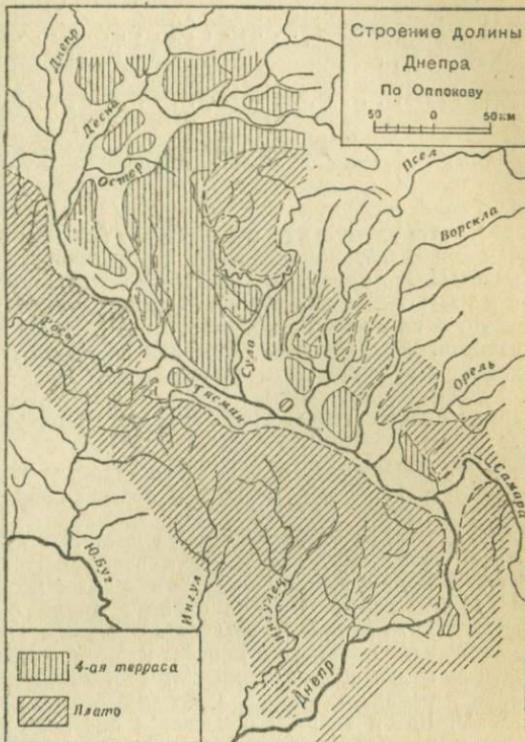


Рис. 15.

в среднем 128 м (четвертая терраса). Заполнение долины осадками до высоты третьей террасы происходило в рисскую эпоху. Вторая терраса образовалась в вюромскую эпоху. Еще более низкие террасы могут быть приравнены к Ниццким (см. рис. 16).

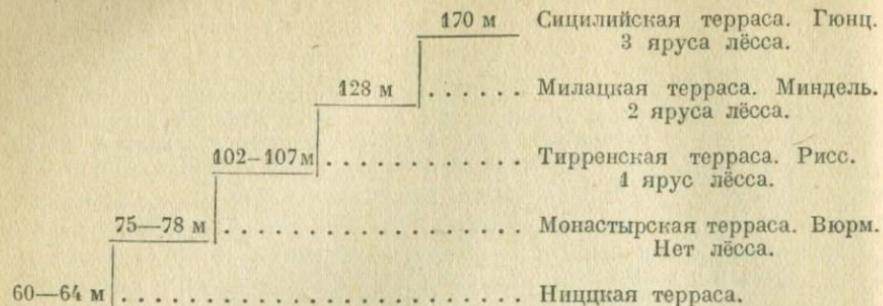


Рис. 16. Схема средиземноморских террас.

Хотя поднятие юга происходило в общем в ледниковую эпоху, но главные фазы поднятия, по Личкову, приходились все-таки на межледниковые перерывы. На это указывают мощные толщи террасовых аллювиальных отложений на южных реках (несколько десятков метров на Днепре). Эти поднятия проходили за время от гюнца до вюрома, вследствие чего ландшафты юга имеют значительную давность, тогда как поднятия на севере начались только после вюрома, обусловливая здесь молодость форм рельефа.

Ризниченко указывает в районе Киев—Кременчуг пять террас, из которых верхняя соответствует третьей террасе Личкова. Он дает такое описание террас:

- I. Пойменная, или луговая, терраса слагается толщей современных и древних песчанистых и песчано-глинистых аллювиальных отложений. Высота до 4 м.
- II. Вторая терраса покрыта древними закрепленными дюнами и барханами. Боровая терраса, неовюромская (вюром II). Высота до 12 м.
- III. Третья терраса сложена песками и лессом (1 ярус). Вюромская (вюром I).
- IV. Четвертая терраса сложена двумя ярусами лесса. Рисская. Первый ярус иногда делится ископаемой почвой на два подъяруса. В верхнем подъярусе иногда удается подметить четыре полоски слабого гумусового потемнения, соответствующие последним стадиям отступления ледников неовюрома (аммерзее, буль, гшинитц, даун).
- V. Пятая терраса отличается сложным составом слагающих ее четвертичных отложений: ярусная серия надморенных лессов, морена, подморенный лесс, лессовидные суглинки, золовые пески, флювиогляциальные пески. Миндельская.

Ризниченко указывает, что днепровские террасы нельзя сопоставлять по высотным данным; иногда терраса одного стратиграфического состава обнаруживает большие колебания высот. Относительно схемы Ризниченко следует заметить, что сопоставление гумусовых горизонтов, да еще слабо выраженных («потемнения»), с эпохами оледенения едва ли может быть проведено с достаточной точностью.

Лунгерсгаузен утверждает, однако, что в лессовой серии отчетливо можно различить три горизонта выветривания. Он считает, что эпохи лессообразования совпадали со временем развития энергичной эрозии. А так как эрозионные циклы соответствовали ледниковым эпохам, то должно наблюдаться соответствие между этими эпохами, числом горизонтов выветривания (ископаемые почвы) и числом террас. В другой своей работе тот же автор устанавливает

вает шесть горизонтов лёсса — гюнцкий, миндельский, прерисский, рисский и два стадиальных вюрмских. Вопрос, повидимому, находится еще в стадии разрешения.

Следует отметить, что вопрос о террасах Днепра был разработан еще раньше Личкова Дмитриевым, который указал также и на значительные размеры третьей террасы. Границы ее на востоке Дмитриев проводит несколько иначе, чем Личков и Оппоков. Выше ее расположено плато, которое Дмитриев называет левобережным (к югу от Сейма до Донца и Самары).

Среди третьей террасы сохранились кое-где обрывки коренного плато, уцелевшие от размыва. Такими островами являются: местность между Киевом и Бахмачем (139—150 м абсолютной высоты), Хоцкий холм близ Переяслава (150 м), гора Пивиха у Градижска (170 м), несущая следы дислокаций, останец между Кременчугом и Верхнеднепровском, гора Калитва.

Размыв плато и снос полтавских песков и пестрых глин Личков относит к концу понтического века, когда понтический бассейн отступил далеко на юг, освободив современные низовья Днепра. Этот размыв был весьма значительным, так как мощность речных отложений достигает в Бобровице 37 м. Другой факт, подтверждающий глубину размыва, залегание низов послетретичных отложений на дне реки в Переяславе на высоте 11,5 м над уровнем моря, тогда как в Запорожье они лежат уже ниже уровня моря. Опускание уровня моря совпало с фазой отложения красно-бурых суглинков на побережье. После прорыва Дарданеля уровень моря поднялся, подперев воды Днепра и вызвав отложение песков третьей террасы и пресноводных доледниковых суглинков, заполнивших древнюю долину до высоты 50—57 м. Морские отложения, найденные у Чокрака, на дне Керченского пролива, у Судака, у Тобечика, содержащие, кроме типичных черноморских форм, средиземноморские *Tapes calwerti* и *Cardium tuberculatum* являются памятниками этого вторжения средиземноморских вод. Последовательность отложений третьей террасы указывает на длительность ее формирования. Новый размыв начался после отступления днепровского языка оледенения.

Соболев отмечает в Североукраинском бассейне несколько террасовых уровней: 1) ступень палеогеновой суши, характеризующаяся развитием оврагов и глубоких долин, прорезающих меловые породы; 2) неогеновая терраса (150—200 м), занимающая почти всю территорию и называемая обычно «плато» (по Соболеву, Полтавская терраса), овраги здесь также сильно развиты, по склонам долин и оврагов распространены оползни; 3) главная четвертичная терраса, образовавшаяся ранее эпохи днепровского оледенения (по Соболеву, Градижская, по возрасту Милацкая), овраги развиты слабо, балки и долины врезаны неглубоко, оползней нет; 4) менее широкая терраса (Черкасская), соответствующая Тирренской; 5) надлуговая или боровая терраса, соответствующая Монастырской, покрыта дюнами и кучугурами; 6) пойма.

Террасы Днепра прослеживаются как вверх по Днепру, так и по его притокам. В верхней части Днепра террасы нешироки и не везде одинаково хорошо выражены.

По мере продвижения к северу террасы исчезают, так как здесь мы вступаем в область насаженного рельефа. Так, притоки Припяти — Горынь, Стырь, Льва — не имеют террас в Полесье, а в пределах Волыни террасы у них хорошо выражены.

В долине р. Сейма Армашевский установил три террасы, из которых нижняя незначительно приподнята над рекой и занята лугами и болотами, средняя возвышается на 25 м и является песчаной и лесистой, верхняя имеет высоту над рекой до 60—80 м и изрезана оврагами, особенно многочисленными и глубокими на крутом правом склоне. Вторая прослеживается то на правом, то на левом берегу, но иногда занимает и середину долины, будучи отделена от окраин нижними, луговыми террасами. В окрестностях с. Шечиковы Горы луговые террасы подобным же образом отрезают участок

коренных пород, возвышающейся на 50 м над уровнем реки. Средняя терраса наблюдается также по рр. Суле, Хоролу, Псёлу и Ворсклю. Оппоков указал, что высоты этих террас совпадают с высотой второй террасы Днепра.

На Десне все три террасы были прослежены Мирчинком. Из них нижняя терраса редко поднимается выше 10—15 м над уровнем реки и состоит, главным образом, из песков, часто вехолмленных, покрытых сосновыми лесами и прислоненных к размытой поверхности ледниковых образований эпохи наибольшего оледенения. Вторая терраса сложена ледниковых отложениями.

Нижнее и среднее течение Десны характеризуется присутствием большого количества болот и озер. Эта местность может быть названа Черниговским или Деснинским Полесьем. Она составляет переход к Пинскому Полесью и, как уже было указано, является одним из звеньев в длинной цепи приледниковых водных скоплений.

Строение водораздела между Днепром и Десной позволяет легко восстановить древние водные пространства. Имеющиеся здесь болота сохраняют протоки, безводные впадины сильно напоминают болота. Холмы и гребни, идущие по западной окраине водораздела, являются остатками после сильной эрозионной деятельности проточных вод, текших с ССЗ на ЮЮВ. В южной части водораздела цепь болот соединяет долины Десны и Днепра почти в каждое половодье. Здесь характер местности настолько схож с характером заливных долин, что трудно провести границу между ними. К востоку от Десны местность выше и более расчленена, но также богата водоемами, болотами, протоками, котловинами и мокрыми впадинами, которые образуют несколько цепей, идущих на восток и юго-восток в долину Трубежа. К долинам Днепра и Десны местность обрывается крутым и высоким уступом. Водораздел между Днепром и Десной можно считать средней террасой Днепра.

К северу от Сейма по Десне Дмитриев выделяет придеснинское плато (рис. 19), сложенное в основе меловыми породами. Граница его с низменной равниной выражается в рельефе только местами. К западу от этой границы располагается равнина, сложенная террасовыми песками. К востоку простирается волнистая поверхность, усеянная плоскими возвышеностями и понижениями, распределенными без всякого порядка.

Вторая терраса левобережья Десны, по Усову и Хитрово, дает к востоку три клина: по рр. Вытебети, Навле и Нерусе. Водораздел между Навлей и р. Цоном, притоком Оки, почти не выражен (Молдавские леса). Поэтому названные авторы предполагают, что сток древней Оки во время ледниковой эпохи происходил в долину Десны. Другое место бывшего сообщения двух бассейнов намечается в верховьях рек Снежети и Россеты. Третье место соединения — «степь» в верховьях Оки, представляющая понижение водораздела в верховьях Оки и Бобрика с одной стороны, Сновы и Свапы (притоки Сейма) — с другой.

Далее на восток и на юг междуречья представляют на десятки километров идеально ровную поверхность — «плоскостея». Однобразная и утомительная для глаза степь разнообразится только

курганами да кружками степных «блюдец». Еще далее на СВ встречаем плато, сильно изрезанное оврагами, распространение которых является настоящим бедствием для области. Некоторые из оврагов достигают до 70 км в длину. Овраги по Десне особенно сильно развиты. Берг передает со слов местных жителей, что однажды после сильного ливня из одного оврага вынесло в Десну столько ила, что течение реки на некоторое время приостановилось.

Формы поверхности в районе Новозыбкова, Новгород-Северского, Кролевца и Конотопа, по Бергу, могут быть разделены на три типа: 1) слабоволнистые равнины, сложенные валунным суглинком, 2) сильно рассеченные оврагами лессовые плато, 3) ровные или слегка всхолмленные песчаные площади.

На правом берегу р. Ипути (приток Сожа), у Нового Места, меловые и третичные породы образуют возвышенности, существовавшие еще до оледенения. Ледник, упервшись в них, потерял способность к движению и оставил здесь свои отложения в виде холмов, грив и даже озера, создавших ландшафт, напоминающий моренный.

Мелкие притоки Днепра в южной части области почти не влияют на рельеф. Все они текут по ровной степи точно в искусственно прорезанных каналах. Оба берега одинаково возвышаются над уровнем воды, имеют пологий характер и задернованы. Некоторые из этих речек, например Згарь, по описанию Пироцкого, представляют как бы цепь четкообразных мелких ложбинок, разъединенных сухими перемычками. Усыхая, ложбинки нередко превращаются в болота.

Н. А. Соколов дал следующую схему истории среднего Приднепровья в четвертичном периоде, которая приводится ниже в некотором сокращении и с дополнениями Оппокова. Эти дополнения отмечены звездочкой (*).

1. Предледниковая эпоха с очень влажным климатом. Многочисленные болота и озера покрывают низменности. * Затем озера соединяются, образуются речные долины главнейших рек, постепенно углубляющиеся до уровня ниже современного.
2. Ледниковая эпоха с постепенным уменьшением влажности климата. Продвижение ледника до крайних южных пределов. Образование валунного суглинка. В конце эпохи отступление ледника. * Заполнение долин напосами ледника и ледниковых вод. Флювиогляциальные насыпи заполняют почти до верху низовья притоков Днепра. К концу эпохи образование ложбин стока и балок. За пределами оледенения продолжается углубление долин и балок. Глубина долин к концу эпохи определяется горизонтом современных вторых террас там, где они имеются, и горизонтом твердого (не торфяного) дна долин там, где террас нет.
3. Последледниковая эпоха (в местном значении) с сухим климатом. Степной ландшафт. Образование лесса и лессовидного суглинка. Реки становятся маловодными, но продолжают углублять свои долины вследствие постепенного понижения уровня бассейна, куда они впадают. Соединение Черного моря со Средиземным повышает уровень бассейна, вследствие чего низовые части долин затапливаются и превращаются в лиманы. * Вследствие уменьшения речного стока на дне прежних широких долин вырабатываются более узкие долины, расположенные ниже горизонта современных вторых террас, которые постепенно оформляются. Там, где речной сток очень слаб, указанные процессы отсутствуют.
4. Современная эпоха. Климат несколько влажнее. * Более значительные реки продолжают углублять долины, но у более мелких этот процесс останавливается и даже сменяется повышением дна вследствие размывания берегов и образования торфяников. Образование чернозема.

ЛИТЕРАТУРА

1. Армашевский П. Общая геологическая карта, лист 46. ТГК, 15, № 1. СПБ. 1912. 2. Буренин Г. С. Гидрогеологическая карта Черниговской губ., Изв. Укр. отд. Геол., ком., вып. 8, 1926. 3. Дмитриев Н. И. О ледниковых долинах Украины. ТАИЧПЕ, 3, Л. 1933. Его же. Формы поверхности Украины, созданные аккумулятивной и эрозионной деятельностью Днепровского ледника. ТАИЧПЕ, 3, Л. 1933. 4. Дмитриев Н. И. Геоморфологическое расчленение Украины. ИГО, 66, в. 1, Л. 1934. 5. Дмитриев Н. И. Географическое положение и орография Украины. Естественные производительные силы УССР, Тр. Госплана УССР, Харьков, 1928. 6. Дмитриев Н. И. К морфогенезису Исаичковского холма. ИГО, 67, в. 1, Л. 1935. 7. Дмитриев Н. И. Рельеф УССР. Геоморфологический нарис, Харьков, 1936. 8. Кронос В. И. Время происхождения Украинского лесса. Почвоведение, 1926, 1. 9. Кронос В. И. Некоторые вопросы четвертичной геологии Украины. Изв. ГГРУ. 1930. № 4. 10. Кронос В. И. О ледниковых отложениях северо-западной части Киевской губ. Коллект. опыты в Киевской губ., 1911—1912. 11. Ленцевич С. Отношение между террасами Вислы и Днепра. ТАИЧПЕ, 1, Л. 1932. 12. Личков Б. Л. Геологический очерк Киевской губ. 1922. 13. Личков Б. Л. Естественные районы Украины, Изд. Центр. стат. упр. УССР, 1922. 14. Личков Б. Л. О террасах Днепра. ГВ, 5, № 4—5, Л. 1927. 15. Личков Б. Л. О террасах Днепра и Припяти, Мат. по общ. и прикл. геол., 95, Л. 1928. 16. Личков Б. Л. К вопросу о террасах Днепра. Вістник українського Відділу геолог. ком., вып. II, 1928. 17. Личков Б. Л. К характеристиці геологічного прошлого Североукраїнського артезіанського басейна. ПСГ, 1933, № 9. 18. Личков Б. Л. К вопросу о возрасте и строении речных террас бассейна р. Днепра, Изв. ГГИ, № 48 и 52, Л. 1932. 19. Лунгерсгаузен Л. Несколько замечаний об общем характере четвертичных отложений у юго-восточной границы Днепровского ледникового языка. ТКЧП, 1, Л. 1933. 20. Лунгерсгаузен Л. О времени накопления надпойменных террас бассейна р. Орели. ПСГ, 1934, № 1. 21. Лунгерсгаузен Л. О стратиграфической самостоятельности отдельных лессовых горизонтов украинской степи. ИГО, 66, в. 6, Л. 1934. 22. Москвитин А. И. К вопросу о стратиграфической самостоятельности отдельных лессовых горизонтов украинской степи. ПСГ, 1935, № 12. 23. Оппоков Е. В. Речные долины Полтавской губ. Изд. Отд. зем. улучш., СПБ. 1905. 24. Оппоков Е. В. К вопросу о способе и времени образования речных долин в области среднего Приднепровья, Ежег. по геол. и минер. России, 8, в. 3—4. 25. Оппоков Е. В. О перемещении русла рек, Ежег. по геол. и минер. России, IX, в. 4—6, 1907. 26. Оппоков Е. В. О левобережных террасах среднего Днепра. Вістн. Науково-дослідчого інст. водн. господ. Україні, 2, 1927—1928. 27. Оппоков Е. В. Правобережная терраса р. Днепра между Черкассами и Чигирином. Вістн. Науково-дослідчого інст. водн. господ. Україні, т. 4, ч. 2, 1929—1930. 28. Резниченко В. В. Левобережные террасы Днепра от Прохоровки до Кременчуга. Путеводитель 2-й Междунар. Конф. Ассоц. по изуч. четверт. пер. Европы, Й. 1932. 29. Резниченко В. В. О геоморфологических особенностях и тектонике района прорыва Днепра через Украинскую кристаллическую полосу. ТКЧП, 2, Л. 1932. 30. Соболев Д. Н. Эскиз геоморфологии Украины. БМОИП, 1929. 31. Соболев Д. Н. Краткий геоморфологический очерк территории Большого Днепра. Тр. I Всеес. геол. съезда, вып. 3, 1934. 32. Соболев Д. Н. О четвертичном морфогенезе на Украине. ТАИЧПЕ в. 2, Л. 1933. 33. Соболев С. С. Опыт генетической классификации форм мезорельефа речных долин сухой степи. Земл., 37, в. 4, М. 1935. 34. Соколов Д. В. Естественно-исторический очерк Запорожского и Гуляйпольского уездов. Изд. Центр. стат. упр. Украины, 1922. 35. Соколов Н. А. К истории Причерноморских степей с конца третичного периода. Почвоведение, т. VI, 1904, № 2 и 3. 36. Тутковский П. А. Зональность ландшафтов и почв Волынской губ., Почвоведение. т. XII, 1910. 37. Тутковский П. А. Природная районизация Украины, Київ, 1922.

4. ОКСКО-ДОНСКАЯ НИЗИНА

Эта область расположена между нижним течением Оки и средним течением Дона и занимает то место, где находился восточный язык великого ледника в эпоху его наибольшего развития. К югу от Оки местность более повышена относительно левого берега (Мещорской стороны), но в то же время является котловиной (130—150 м) относительно Среднерусской и Приволжской возвышеностей, ограничивающих ее с запада и востока. На юге эта Рязанско-Тамбовская впадина оканчивается у изолированной Калачской возвышенности (200—300 м) между нижними течениями рр. Битюга и Хопра (рис. 17). Оксо-Донская низина представляет восточную часть Рязанско-Тамбовской впадины. Упоминавшаяся выше Касимовская известняковая гряда соединяет эту впадину с Владимирско-Ярославским возвышенным пространством, т. е. с областью увалов. Касимовская гряда заставляет р. Цну сделать крутую излучину к востоку в том

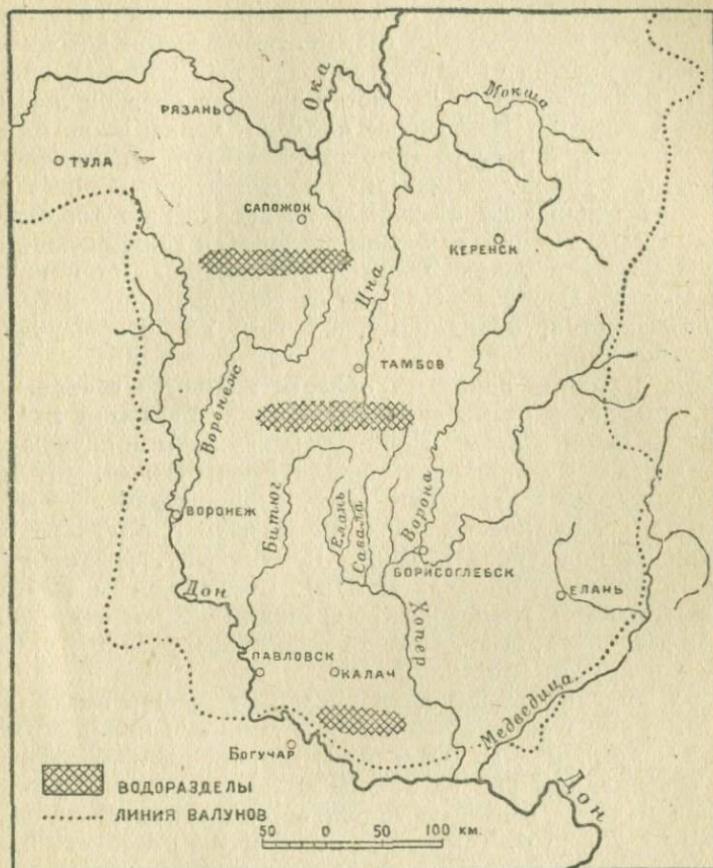


Рис. 17. Рязанско-Тамбовская впадина.

чащающих ее с запада и востока. На юге эта Рязанско-Тамбовская впадина оканчивается у изолированной Калачской возвышенности (200—300 м) между нижними течениями рр. Битюга и Хопра (рис. 17). Оксо-Донская низина представляет восточную часть Рязанско-Тамбовской впадины. Упоминавшаяся выше Касимовская известняковая гряда соединяет эту впадину с Владимирско-Ярославским возвышенным пространством, т. е. с областью увалов. Касимовская гряда заставляет р. Цну сделать крутую излучину к востоку в том

месте, где в нее впадает р. Выша. Административно низина входит частями в пределы Рязанской, Воронежской, Тамбовской, Горьковской и Ставропольской областей, а также Мордовской республики.

По рельефу эта низина является сравнительно ровной, со слабо врезанными долинами — «плоскостность». В отличие от лежащего западнее Окско-Донского клина (см. ниже) реки здесь текут преимущественно в меридиональном направлении.

Северная часть равнины сложена карбоновыми известняками, поверх которых лежат юрские песчано-глинистые отложения. Смена этих пород меловыми обозначается широтным Сапожковским водоразделом, южнее которого местность сложена среднемеловыми песчаниками и песками. Еще южнее проходит также широтный Цинский водораздел, к югу от которого залегают верхнемеловые породы — мел, руяляк, песчаник — и палеогеновые песчаники и глины. Этот водораздел соединяет Среднерусскую возвышенность с Приволжской. Упомянутая выше Калачская возвышенность имеет округлую форму и также сложена верхнемеловыми и палеогеновыми породами. Обособленность ее от Восточнодонской гряды (см. ниже) объясняется, повидимому, сдвигом, по которому проложил свою долину Дон.

Самыми древними породами области являются граниты, выступающие, правда, в очень немногих местах. Северная их граница проходит по линии Лиски—Икорец (обнаружены продукты распада гранитов), где они лежат ниже уровня Дона. Южнее, у Павловска, граниты составляют уже ложе реки, а еще южнее, у Буйловки, поднимаются над рекой. Далее у В. Мамона и Богучара граниты снова уходят под уровень Дона. Повидимому, резкие повороты Дона у Коротояка, Икорца, Мамона, Подколодовки объясняются присутствием здесь гранитов. Следующими по возрасту породами являются девонские, выходящие на левом берегу Дона у с. Ст. Хворостань и в других местах.

Поверх древних образований залегают четвертичные отложения — валунные глины, суглинки и пески. Эти породы достигают огромной мощности — до 100 и более метров, имея основание ниже уровня современных рек на 20—40 м.

В южной части песчаные толщи снижаются к Дону уступами на высоте 45, 25, 15 м. Так как на нижнем Дону и по его притокам этим высотам соответствуют хорошо выраженные террасы, то Гаель считает уступы следами уровней древних водных потоков. Отсутствие таких уступов на севере Гаель объясняет наличием здесь древнего обширного водоема (озеро-река), подпирающегося гранитными породами в районе Коротояк — Икорец.

Ледник при отступании с территории области имел продолжительную остановку на широте Бутурлиновки. Памятником этой остановки является конечная морена, найденная Глинкой у Бутурлиновки и Панковым у Борисоглебска в правом берегу р. Вороны, откуда она, вероятно, продолжается и дальше на восток. Флювиогляциальные потоки оставили огромные толщи осадков в виде песков,

подстилаемых гравием и галькой, с линзами зеленоватых и черных глин. Эти отложения сопровождают левый берег Дона, левый берег Битюга, долины рр. Елани, Савалы, Вороны, Хопра. Песчаные отложения прикрыты сверху бурой безвалунной глиной, которая, по мнению Глинки, является также осадком ледниковых потоков, но уже более поздней стадии, когда ледниковый язык отступил дальше на север. Там, где пески остались непокрытыми глиной, они подверглись раззванию, но потом были закреплены растительностью. В настоящее время, когда леса во многих местах сведены, пески вновь раззвеваются и нагромождают местами дюнны холмы. Безвалунная глина иногда налегает непосредственно на моренную глину. В этом случае невозможно провести границу между ними. Эта глина встречается и там, куда ледник не доходил. Тут она залегает на более древних, третичных глинах.

Как и в соседних областях, овраги распространены повсеместно. Там, где их мало, грунтовые воды держатся неглубоко. В овражистых местах воду приходится искать на значительной глубине. Это объясняется тем, что овраги вскрывают водоносные жили и пласти, вследствие чего и понижается уровень воды под почвой, пересыхают колодцы и пруды. Кроме того, весною талые воды стекают в овраги, а не впитываются в почву. Результатом этого является иссушение почв. Особенно много оврагов по склонам Среднерусской возвышенности и на Калачской возвышенности, где они своими переплетениями образуют сложную сеть.

Местность по реке Вороне Никитин характеризует как высокую покатую степь, плоскую и ровную, прорезанную глубокой и необычайно широкой долиной р. Вороны. Притоки этой реки имеют также широкие и глубокие долины. Эту особенность Никитин объясняет преобладанием здесь рыхлых, легко подвижных песков среди главной толщи слагающих страну отложений мелового периода. Процессы эрозии придали ровной и плоской стране характер холмистой, сильно рассеченной местности с весьма значительным колебанием рельефа (117—213 м). Так, например, правый берег Хопра у ст. Усть-Бузулукской имеет высоту до 100 м. Преобладание рыхлых песков является причиной расплывчатости очертаний долин, лишенных террас и непосредственно сливающихся со степью. По левым берегам рр. Цны, Вороны и Хопра наблюдаются обширные площадки песков, образовавшихся благодаря раззванию меловых песков и рыхлых песчаников. Местами пески сложены в дюны.

Река Воронеж, составляющая западную границу области, имеет также обширную долину с большим разнообразием относительных высот. Правый берег прорезан множеством глубоких оврагов и имеет местами разнообразный и живописный вид. Левый берег однообразный, низменный, покрыт лесами, болотами и летучими песками. Междуреческие пространства представляют почти совершенную равнину с незначительными, едва заметными увалами.

Васильевский указывает, что реки Битюг, Осеред и некоторые другие обладают также несоответственно широкими долинами. Водоразделы имеют резко выраженную асимметрию. К северу от

Павловска рельеф более сложен и расчленен, что Васильевский объясняет влиянием коренных пород, которые прикрыты здесь, только тонким слоем наносов.

Вторые террасы Дона, Медведицы и Арчады сложены песками, которые Соколов считал речными отложениями и объяснял их накопление перемещением русла Дона. Позднее В. А. Дубянский отверг предположение о колебании русла реки и приписал им флювиогляциальное происхождение. Но еще позднее вновь была выдвинута гипотеза о речном происхождении песков, допускающая только для нижних горизонтов местами, наличие и флювиогляциальных. Верхние горизонты песков переработаны ветром и всхолмлены кое-где в дюны. Таким образом, здесь, как и в Приднепровье, устанавливаются три горизонта песков: флювиогляциальный, древнеаллювиальный и золовый, синхроничный лессу.

Происхождение долины Дона рисуется такими чертами. Эта долина образовалась до оледенения и затем была заполнена ледниками отложениями, мощность которых к югу уменьшалась. Потом по этой же долине устремились флювиогляциальные потоки, которые отчасти приносили свой материал, отчасти размывали моренный нанос. Вследствие рыхлости флювиогляциальных наносов условия для блуждания рек были очень благоприятны. Реки неоднократно изменили свои направления до тех пор, пока крупные смещения уровня Черноморско-Азовского бассейна не вызвали углубления их русел и формирования современных долин. Переход от флювиогляциальных отложений к аллювиальным и по времени и на пространстве должен быть очень постепенным и незаметным. Поэтому разделение этих ярусов в поле очень затруднительно, и единственным резким признаком является присутствие валунов, щебня и гравия во флювиогляциальных осадках.

Пески верхнего горизонта местами складываются в цепи холмов-кучугуров, которые здесь называются «буртами». Они тянутся вдоль р. Арчады, вдоль различного рода котловин и мелких речек в верхнем течении р. Медведицы. Бурты, как и кучугуры, надо рассматривать как формы вторичного разевания, образовавшиеся из дюн, которые были сначала закреплены лесной растительностью, а потом, с уничтожением последней, подверглись разеванию.

Район Богучара и Новохоперска отличается также большим развитием песчаных площадей, среди которых часто попадаются котловины выдувания, трехгранники и другие следы золовой работы. В общем же рельеф здесь равнинный и овражистый.

В бассейне р. Битюга рельеф более мягкий. Вместо оврагов и балок здесь встречаются слабо углубленные лощины с задернованными склонами. Другой характерной особенностью этой области является большое количество западин, которые носят местные названия — «солотии», «кусты», «баклуши», «окладины», «степные блюдца». Форма западин большей частью совершенно округлая. Некоторые из них сохраняют воду. Они занимают обыкновенно самые повышенные места равнины и притом всегда невдалеке от верховий лощин, группируясь в ряды, вытянутые меридионально. О происхождении этих форм будет сказано ниже.

Восточная часть области в районе Елань представляет однобразную, местами слабо холмистую равнину, монотонность которой разнообразится только долинами рек и немногочисленными оврагами. Речные долины обладают здесь значительной шириной и иногда террасированными склонами. Павлов обратил внимание на то, что реки текут здесь преимущественно в двух почти перпендикулярных направлениях — СЗ и СВ. Он объясняет это тектоническими причинами.

Личков предполагает, что на месте Окско-Донской низины существовала древняя долина, в которой задерживались воды, подобно тому как это имело место в Полесье. В связи с этим здесь возможно предполагать существование такого же вытянутого по Дону террасового языка, как и на Днепре. Но сложные условия развития этой области затрудняют разрешение вопроса. Предположения свои Личков строит на указаниях Дубянского, который на основании буровых скважин установил наличие в коренных породах древней долины, охватывающей бассейн Воронежа, Битюга и Хопра и протянувшейся вдоль Дона. Долина заполнена речными отложениями мощностью до 40 м. Эти древнеаллювиальные осадки встречаются, по указанию Архангельского, на расстоянии 25 км от долины современного Дона. В вюрмскую эпоху размеры Донского Полесья сильно сократились и ограничивались только бассейном Оки.

Наблюдения Гаеля приводят его к выводу, что здесь действительно имеются остатки громадных террас и долин мощных древних водных потоков речного типа и громадных озерно-речных расширений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гаель А. Г. Пески верхнего Дона. ИГО, 64, в. 1, 2—3, Л. 1932. 2. Глинка К. Д. Геология и почвы Воронежской губ. Мат. по естеств.-истор. иссл. Воронежской губ., вып. 1, 1921. 3. Карпинский Ю. Геологический очерк Рязанской губ. 1929. 4. Кузнецов Е. А. Геологические исследования в Тамбовском уезде, Вестн. Моск. горн. акад., 1, 2, М. 1921. 5. Личков Б. Л. Некоторые черты геоморфологии Европейской части СССР, ТГИ, 1, Л. 1931. 6. Мушкетов И. В. Геологический очерк Липецкого уезда Тамбовской губ. ТГК, 1, № 4, СПБ. 1884. 7. Никитин С. Н. Гидрогеологический очерк Кирсановского уезда Тамбовской губ. 1891.
-

V. ПОЛОСА ОВРАГОВ

1. ЮГО-ЗАПАДНАЯ ОВРАЖНАЯ ОБЛАСТЬ НА ИЗВЕСТНИКОВОМ ОСНОВАНИИ

Эта область расположена между р. Прутом и Днестровско-Бугским водоразделом. Административно она принадлежит к Украинской республике, часть ее занята Молдавской республикой, часть входит в состав Бессарабии, т. е. выходит за пределы СССР.

Юго-западный склон водораздела между Бугом и Днестром сложен осадочными породами силура, среди которых преобладают известняки. Известковые породы слагают и высокий Бессарабский водораздел между Прутом и Днестром, так называемую Ясско-Оргеевскую возвышенность. В пределах этой области кое-где выступают на поверхность и кристаллические породы. Таковы выходы гранита по Днестру у Ямполя, выходы серицитового филлита и мраморовидных известняков на Дунае близ озера Картал. Продвигаясь на юг, мы встречаем все более и более поздние осадочные породы. Так, вдоль Днестра залегают верхнесилурейские известняки, кварциты и кремнистые сланцы. По Пруту встречаются верхнемеловые (сеноманские) отложения, выраженные песками, песчаниками, кремнистыми мергелями и мелом. Меловые отложения накрываются третичными породами. Из них наиболее древними являются пески, песчаники и известняки второго средиземноморского яруса (средний миоцен), слагающие возвышенности *толтр* или по местному «стынки» (рис. 18).

Толтры являются барьерным рифом, образовавшимся в среднем миоцене из известковых остатков водорослей (литотамний), моллюсков, мшанок, изредка кораллов, которые покрыты мшанковыми и серпулевыми отложениями сарматского (верхнемиоценового) возраста. Общая длина толтр равна 250 км, ширина доходит до 15—20 км. Резче всего они выражены в Галиции и Подолии, а в Бессарабии они значительно понижены и слажены. Абсолютная высота их 350 м, наивысшая точка — г. Подкамень в Галиции — 443 м. Над окружающей местностью они возвышаются только на 60 м, но резко бросаются в глаза расчлененностью своего рельефа, скалистыми вершинами и склонами. «Входящие в состав толтровой гряды возвышенности» — пишет Михальский, — имеют вид то ясно сливающихся между собою гребней, вытянутых по линии общего простирания гряды, то беспорядочно разбросанных конусов с руинообразным накоплением на вершинах известняковых глыб». Долины рек, пересекающих толтровый кряж, имеют нередко отвесные, высотою до 100 м, берега. Отчетливо выражены толтры несколько севернее

Каменец-Подольска, у Негина и Приворотья. В соседней Галиции толтры известны под названием «медобор», т. е. медовый лес. Михальский считает это название более подходящим, чем название «толтры», под которым надо разуметь только отдельные скалистые бугры.

Медоборовая полоса в Бессарабии несколько отличается по рельефу от такой же полосы в Подолии и Галиции. Там она имеет вид более или менее обособленной цепи холмов с каменистыми вершинами. Здесь же мы встречаем повышенное плато без определенных границ, прорезанное многочисленными балками и долинами, причем скалистые выходы приурочены, главным образом, к долинным склонам. Поэтому если смотреть на медоборовую полосу из

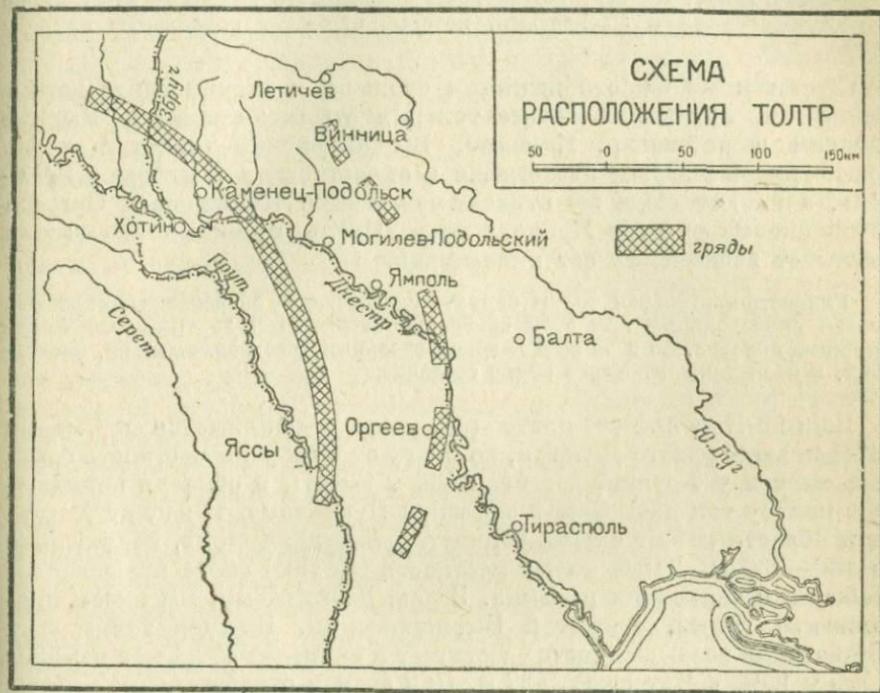


Рис. 18.

речной долины, то она представляется в виде внушительных живописных скал. Но если наблюдать полосу с водораздела, то видишь только незначительные выходы породы. По выражению Михальского, получается впечатление, что медоборовый массив тонет в рельефе окружающей местности. Указанную особенность он объясняет мощным развитием сарматских мергелей и глин, которые покрывали не только склоны медоборового массива, но и его поверхность. Из-под этого покрова свойственный массиву рельеф только что начинает пробиваться наружу.

Большая обособленность массива в Подольском участке объясняется более энергичным воздействием эрозионных процессов вследствие более высокого положения этого участка. Это подтверждается также и тем, что реки, текущие с севера на юг, пересекают гряду без изменений направления. Очевидно, выработка речных русел началась еще тогда, когда северные подольские участки

были покрыты мощной свитой сарматы и имели такой же неопределенный наружный рельеф, какой наблюдается в южных бессарабских участках. Кроме указанной особенности, медоборовский риф отличается в Бессарабии большой шириной и отсутствием крутого уступа на западном склоне, тогда как в Подолье западный склон отличается значительной крутизной. Эти особенности Михальский объясняет неравномерным движением морского дна во время возникновения рифа — медленное опускание участка способствовало разрастанию рифа в ширину. Медоборовая полоса является, таким образом, коралловым рифом, расширяющимся к югу и возникшим уже в первую половину средиземноморского века. В сарматском веке произошла смена фауны, вследствие вторжения сарматских вод в галицийский бассейн и превращения этого бассейна в полуопресненный залив. На рифе водоросли тогда серпули и мшанки, которые не могли, однако, сохранить свойственный рифу рельеф от постепенного заволакивания его терригеновым материалом, давшим современную глинисто-мергельную свиту. Приведенные взгляды Михальского не вполне разделяются Барботом-де-Марни и Ласкаревым, которые отрицают коралловую природу рифа.

Сарматскими же отложениями сложена и вторая гряды возвышенностей, идущая восточнее толпра и открытая недавно Выржиковским в районе р. Каменки. Выржиковский ставит в связь с этой грядой рифовые известняки в окрестностях Летичева и Брайлова, а на юге сюда же относит известняки Кишинева и Оргеева и мшанковые рифы у Кринова на р. Икель, причем длина кряжа достигает нескольких сот километров.

Глинисто-мергельная толща сарматы способствует образованию оползней, причем происходящие при этом изменения отражаются не только на форме долинных склонов, но и на высоте водораздельных участков, вызывая, повидимому, в последних некоторое общее оседание.

Волынно-Подольское плато (см. ниже) понижается к левому побережью верхнего Днестра, но к югу от этой реки местность сразу повышается у Хотина, достигая 468 м высоты и образуя повышенную полосу так называемой «Русской Буковины». К югу от Хотинской области лежит слегка волнистая Белецкая степь, пониженная до 180—200 м. Далее на юг местность (Кодры) снова повышается, особенно в верховьях р. Быка. Здесь, повидимому, мы имеем продолжение гряды, открытой Выржиковским. Высшая точка этой «Оргеевской возвышенности» достигает в Гауренах 429,4 м, а немного далее к ЮВ, в Чутештах, 427 м. При этом и относительные высоты здесь значительны.

Р. Днестр отличается тем, что принимает большое количество притоков только с левой стороны. Долины, балки и овраги глубоко врезаны, достигая 100—130 м глубины. По мере приближения к Днестру долины делаются уже, круче и приобретают обрывистые, скалистые склоны. В долинах весьма часто выражена асимметрия: правые берега круты, высоки и изрезаны оврагами, тогда как левые берега пологи. Берега Днестра поднимаются над рекой на 150 м в среднем на севере, но к югу постепенно снижаются. Разница высот плато и долин так велика, что получается разница и в климатических условиях: весна в долинах начинается раньше на 2—3 недели.

Наибольшие высоты Могилевщины находятся в северной и

северо-западной части, где поверхность плато имеет неровный холмистый характер и изборождена балками. Водоразделы имеют 350—360 м высоты.

Выржиковский выделяет на Днестре шесть террас: на высоте 5—7 м, 15 м, 50 м, 80—90 м, 140—160 м, 175—200 м. Нижняя часть долины р. Немии и долина р. Бушинки ниже с. Гомулевки несут яркие следы пустынного выветривания, оставшиеся от очень недавнего времени. В пределах Могилева и в его окрестностях хорошо видны пять террас. Из них IV терраса относится ко времени миндельского оледенения, если судить по речным раковинам *Unio batavus*, *Corbicula fluminalis*, *Pisidium amnicum* и др. III терраса соответствует рисскому оледенению, а II — вюрмскому. V и VI террасы соответствуют плиоцену. Террасы наблюдаются также по Лядаве, Броннице, Мурафе, Русаве и другим рекам. Быстро течения речек свидетельствует о поднятии страны. Самой верхней террасой Приднестровья Выржиковский считает обширные выровненные площади Подольского плато, резко отличающиеся по рельефу от более возвышенных холмистых площадей развития среднесарматских глинисто-песчаных отложений, отступающих от Днестра на десятки километров. Следующая по возрасту терраса, более низкая, изобилует карпатской галькой. Вниз по течению эта терраса быстро понижается, достигая у Тирасполя только 25 м высоты над рекой. Там, где она спускается к Днестру, долина последнего сильно расширяется, а заливная современная терраса реки принимает обширные размеры. На северо-западе над заливной террасой наблюдается еще одна, сложенная лёссом. Ниже Дубоссар она исчезает, но южнее вновь появляется.

Все террасы Днестра, по Выржиковскому, свидетельствуют, что река с древних времен брала начало в Карпатах и разносила карпатскую гальку. Эта галька находится даже на самой верхней террасе. Крупные ее размеры указывают на большую скорость течения и, следовательно, о большом уклоне реки. Выржиковский полагает, что Подolia лежала прежде гораздо ниже и лишь позднейшее поднятие западной и юго-западной частей Украинского кристаллического массива вывело террасы на большую высоту, придав долинам каньонный характер. Низовья Днестра и вообще все Черноморье, наоборот, находятся в стадии опускания. Поэтому число террас на юге, у Тирасполя и Слободзеи, уменьшается (до 4), равно как и высотные различия. В Бессарабии у Акембетского залива Шаболатского озера отложения с карпатской галькой найдены на глубине 30 м ниже уровня Днестровского лимана. На том же озере установлено затопление лёсса. На дне Черного моря прослежено продолжение Днестровской долины. Все эти факты указывают на продолжающееся опускание Черноморского побережья. Но опускание это происходит медленно, вследствие чего идет процесс заполнения лиманов наносами; Дунай выдвигает даже дельту; лиман Днестра представляет мелкое озеро, быстро сокращающееся; лиман Днепра, доходивший раньше до порогов, заполнен мощной толщей наносов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б е р г Л. С. Бессарабия, Изд. Огни. Пгр. 1918.
2. В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. Геологический очерк АМССР, Вістн. Укр. Відд. геол. ком., 10, 1927.
3. В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. Новые данные по геологии Приднестровья, Вестн. Геол. ком., № 2, 1927.
4. В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. Краткий геологический очерк Могилевского Приднестровья, Вістн. Укр. район. геол. Розівдк. управі, 14, 1930.
5. М и х а ль с к и й А. М ё доборы (толиты) в Бессарабии, ИГК, 1902.

2. УКРАИНСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Эта область занимает пространство от Днестровско-Бугского водораздела на западе до Днепра на востоке, причем у порогов она захватывает и левое побережье Днепра, простираясь здесь до начала Донецкого кряжа, включая в свой состав Мариупольское гранитное плато. На севере область заканчивается последними волынскими возвышенностями перед Полесьем, а на юге — последними выходами гранита между Днестром и Днепром (рис. 19). Вся область входит целиком в пределы Украинской республики.

Основание области составляет Азовско-Подольский горст, иначе называемый Днепровской или Украинской кристаллической плитой. Она распадается на две части — Днепровский и Бердянско-Мариупольский массивы.

Весь рельеф области складывался под влиянием этих двух массивов. Прежде всего определились две полосы понижений: к северу и востоку — Пинско-Бахмачско-Харьковское, к югу — Херсонско-Таврическо-Подольское. В настоящее время Днепровский массив представляет область, приподнятую над уровнем моря на 390—395 м. Соболев называет ее пенепленизированной страной с «твердцами». Наибольшие высоты находятся на западе и на левом берегу Днепра, в приазовской части.

Лежащие в основании граниты и гнейсы прикрыты сверху меловыми и третичными отложениями иногда значительной мощности, а также лёссы, так что кристаллические породы выступают только в глубоких речных долинах.

Дмитриев выделяет здесь три плато — Волынское, Подольское и правобережное Приднепровское, — которые вместе составляют Западноукраинское плато (рис. 19). Из них Волынское плато на севере ограничено уступом, который составляет также и северную границу распространения лёсса и сарматских отложений. Южная граница его проходит по верхнему Бугу и по р. Плоской, притоку Буга, и далее по границе девона и силура. На западе плато ограничено государственной границей, на востоке — водоразделом Случа и Тетерева с Синводой. К востоку кристаллические породы покрыты только четвертичными отложениями.

Подольское плато расположено между Бугом и Днестром, к югу от Волынского плато. С юга оно граничит с Причерноморской равниной по линии последних выходов балтийских отложений, которые ясно выделяются в рельефе.

Правобережное Приднепровское плато соответствует Днепровскому массиву и расположено между Бугом и Днепром. Северная

его граница выражена местами уступом и разделяет зандровый ландшафт севера от лёссового ландшафта юга, причем на востоке лёсс попадается только островами среди моренной равнины.

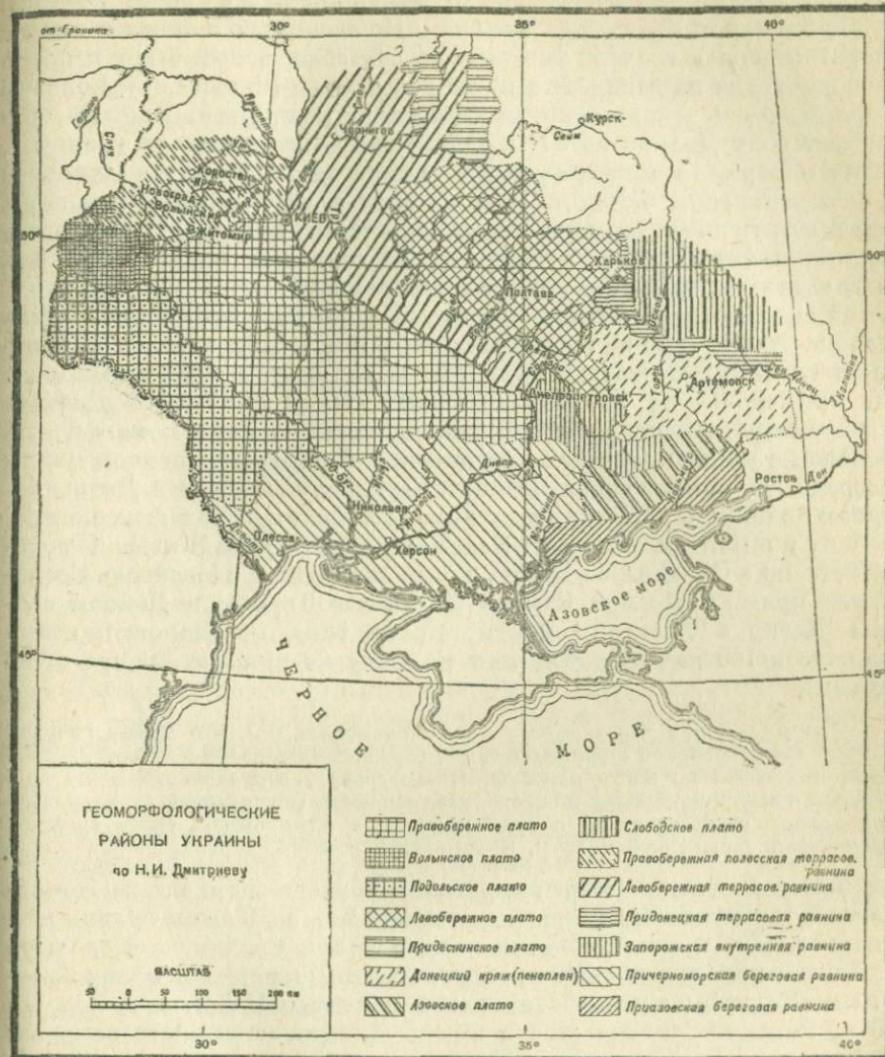


Рис. 49.

Таким образом, Украинскую возвышенность можно разделить на две области: Волыньско-Подольское плато на западе и Приднепровское плато на востоке.

В междуречных пространствах местность имеет равнинный характер, но, спустившись в долину реки или в овраг, сразу попадаешь в другую обстановку. Глыбы и стены гранита, порожистые реки

заставляют думать, что находишься в горной стране. Наибольшей известностью пользовались выходы гранитогнейсов в Днепровских порогах, находившихся между Днепропетровском и Запорожьем на протяжении 62 км. Здесь было десять порогов с общим падением в 33,48 м при низком горизонте воды. На несколько километров ниже порогов река встречала совершенно отвесный левый берег и круто поворачивала на запад. Это место называется Школой или Волчьим горлом. Здесь теперь возведена плотина Днепрогэса. Плотина поднимает воду Днепра на 37 м. Основание ее заложено на гранитах, причем верхняя выветрившаяся поверхность снята, а трещины защемлены бетоном. Подпор воды в Днепре должен вызвать подъем грунтовых вод на побережьях и насытить водою сухие доселе суглинки. Этот процесс в свою очередь должен вызвать деформации в грунтах и появление нового микрорельфа.

В связи с возведением плотины Днепрогэса упомянутые выше пороги больше уже не существуют — они покрылись водою на большую глубину. Вследствие крупных мероприятий соцстроительства Днепр изменяется до неузнаваемости. План «Большого Днепра» предусматривает превращение реки в мощную водную магистраль большой глубины. Она будет соединена с бассейном Западной Двины посредством канала Орша-Витебск. Соединение Западной Двины каналом с системой р. Ловати дает выход из Днепра в Ладожское озеро, в Неву и в Балтийское море. Канал между Болвой и Жиздрой соединит Днепр с Окою через Десну, а следовательно и с Москвой. Соединение притока Днепра Самары-Волчей с Торцом и Донцом связывает Днепр с Азовским морем. Кроме того, предложен канал длиною в 100 км, соединяющий Каховку на нижнем Днепре с Сивашем.

Прорыв Днепра через пороги можно объяснить тем, что Днепр, текший раньше вдоль северной окраины древних гор, воспользовался долиною древней реки, стекавшей по месту прорыва. Иначе говоря, верховья этой реки подступили к древнему Днепру и перехватили его воды. Образование этой поперечной долины способствовало и существование в Днепровской гряде широкой пониженной поперечной полосы, возникшей вследствие сброса.

Как уже указано выше, изучаемая область граничит на северо-востоке с Полесьем, которое сравнительно с Волыно-Подольским плато является полной противоположностью. Средняя высота плато колеблется около 300—320 м, тогда как для Полесья она равна 210—170 м. Колебание рельефа на плато достигает 150 м, а в Полесье 40 м. Различие сказывается и в особенностях почвенного покрова, и в составе растительности, и в геологическом строении. Таким образом, покидая Полесье и вступая в область плато, мы действительно попадаем в новый, южный ландшафт. Граница между двумя областями представляет извилистую линию, так как обе области проникают одна в другую. Благодаря этому северная граница Украинской возвышенности разбита на отдельные участки-плато, между которыми вклиниваются низменные полосы. Островные участки плато между низменностями покрыты лесом, распространение которого и является основой для проведения границы между Полесьем

и плато. Однако, существуют местности, имеющие вид плато, но покрытые песками. Так, около Киева плато лёссовое и плато песчаное не различаются в рельефе. Ласкарев указывал, что граница между лёсовым плато и песчаной низменностью выражена небольшим уступом. Личков добавляет, что этот уступ выражен только в тех районах, где лёссовое плато граничит с широкими речными террасами (на западе). Таким образом, следует различать морфологическую границу между плато и низменностью и литологическую границу между лёсом и песками. Но в общем обе области являются равнинами, причем плато будет структурной равниной, а Полесье — равниной выработанной.

Северные части Волыно-Подольского плато имеют столообразный рельеф, который можно объяснить стойкостью твердых нижнесарматских известняков и песчаников, слагающих здесь верхние горизонты. Они же создают карнизы на склонах долин. Остальные части Волыно-Подольского плато имеют волнистый характер, особенно типично развитый в верховьях многих рек и на Днестровско-Бугском водоразделе.

Во многих местах Волыно-Подольского плато, обыкновенно на повышенных площадях, в верховьях рек разбросаны так называемые «блюдца». Это — небольшие впадины диаметром до 400 м (чаще 200 м) и глубиною до 2—3 м, разбросанные, повидимому, в беспорядке. Но чаще всего они встречаются там, где лёсс подстилается песками. Причину их образования Ласкарев видит в неравномерном выщелачивании лёсса и песков. Незначительная глубина блюдец делает их мало заметными. Летом они выделяются только более густою зеленью растительности. Весною они превращаются в озерки. Понижения более крупных размеров являются, по мнению Ласкарева, следами прежних эрозионных процессов. Новейшие исследования Лисицына показывают, что причиной образования блюдец является выщелачивание суглинков или эрозия подземных вод по трещинам в лёссе и по норам грызунов. Он намечает две зоны образования блюдец: одну, древнюю, совпадающую с черноземной и каштановой зоной, и другую, современную, совпадающую с зоной сероземов. Таким образом, это явление обязано своим возникновением супфозии. В настоящее время оно свойственно таким областям, где грунты слабо промачиваются. Роль его следует учитывать при всякого рода строительствах. Радикальной мерой борьбы с блюдцами является сильное искусственное промачивание и последующее выравнивание грунтов.

Волыно-Подольское плато продолжается на запад к Карпатам. Тилло назвал его Авратынским плато, но это название на месте никому неизвестно. Ласкарев под Авратынским плато разумеет часть Волыно-Подольского плато, лежащую в верховьях Западного Буга, Иквы, Горыни, Случа, Южного Буга и притоков Днестра — Серета и Збруча. Выступ Волыно-Подольского плато образует узкий водораздел между Днестром и Южным Бугом. Этот водораздел Тилло назвал Подольскими возвышенностями, а Ласкарев — Балтским плато.

Прежде полагали, что Волыно-Подольское плато является продолжением Карпат и составляет часть так называемой Урало-Карпатской гряды. Исследования Тилло привели его к выводу, что Волыно-Подольское плато не только геологически, но и орографически не связано с Карпатами и отделено от них низменностью верховий рр. Сана и Днестра. Позднее Ласкарев установил, что влияние Карпат все-таки оказывается. Мы имеем здесь крайние следы прикарпатского поднятия, чрезвычайно пологое его крыло. Западная часть плато раньше находилась в соединении с Карпатами, но потом была отделена широкой открытой долиной Сан—Днестр, по которой ледниковые воды нашли выход к югу.

Наиболее крупной после Днепра водной артерией области является Южный Буг, система которого подверглась большиим изменениям со времени своего образования. Ласкарев считает, что древний Буг и его притоки — Бужок, Волк и Ров — брали начало на восточном склоне толтрового кряжа, проходящего вдоль государственной границы от г. Броды в Галиции в юго-восточном направлении на протяжении 250 км. С другой стороны этого кряжа стекали левые притоки Днестра, более энергично отодвигавшие свои водоразделы и перешедшие, наконец, через толтры. Пересядя на другую сторону, они начали перехватывать по частям реки системы Буга. Так, Збруч присоединил верхние части древнего Волка, древнего Буга и древнего Бужка, река Смотрич захватила другую часть Волка, р. Ушица — верховья р. Рва. Доказательством таких перехватов является наличие открытых, широких долин в верховьях Збруча, Смотрича и Ушицы. Крупные изменения произошли также в области Летичевской низменности, где Буг меняет свое направление с ВЮВ на северное.

От Летичева на юго-восток проходит гряда рифовых известняков, открытая Выржиновским и идущая приблизительно параллельно бессарабским толтрам. К западу от Летичева начинается уступ, открытый Личковым. Этот уступ сворачивает затем на ССВ к Острополю, а затем на СЗ к Изяславлю. Происхождение уступа пока не выяснено.

Приднепровское плато, расположенное между Днепром и Бугом, сложено в основе кристаллическими породами.

Чередование пород различной твердости вызывает четкообразную форму долин некоторых рек (Уж, Ирша, Тетерев, и др.), т. е. чередование широких участков долины с низкими склонами и узких, каньонообразных теснин. Лозинский объяснял подобные формы существованием складок, идущих поперек направления реки. Ласкарев указывает, однако, что каньонообразные теснини всегда соответствуют выходам твердых пород (гранито-порфир, пегматит, гранит), а расширенные участки совпадают с прохождением реки по более податливым (gneйсы, сланцы) породам. При этом Ласкарев учитывает также и общее поднятие плато, памятником которого являются террасы, врезанные в кристаллические породы. Реки Уборт, Уж, Ирша, Тростяница, Тетерев и др. имеют направление в сторону бывшего оледенения, привлеченные туда послеледниковой депрессией. В низовьях этих рек террасы выступают особенно ясно и часто. Кроме врезанных террас, у многих рек наблюдаются и террасы аллювиальные, указывающие не только на поднятие страны, но и на опускание ее. Насыпные террасы по рр. Ирше и Тетереву Ласкарев объясняет ослаблением мощности этих рек.

Область по среднему течению южного Буга была предметом исследования Борзова. Он подтверждает факт зависимости извилини и порогов реки от смены простираций кристаллических гряд, подмеченный Михайловским. Общее направление течения Буга с СЗ на ЮВ совпадает с обычным простиранием пород. Это направление характеризуется спокойным, ровным течением реки. Там же, где река встречает гряду меридионального или широтного направления, она образует извилины, загибы, пороги. Левые притоки Буга, проложившие себе путь в кристаллических породах, образуют ряд обнажений в высоком гранитном плато. Правобережье вдали от реки уже не вскрывает гранитов. Здесь все обнажения сложены лёссовидными суглинками, супесями и песками. В соответствии с этим и долины здесь имеют другой характер — несоразмерно широкие с несимметричными склонами и водоразделами. Породы, накрывающие граниты, имеют лёссовидный облик. По выражению Павлова, здесь каждая послетретичная порода «стремится стать лёсом».

Направление течения многих рек обусловлено, по Лучицкому, направлением дислокаций. Так, северо-западное направление дислокаций определяет направление Тисмина, Днепра, Роси, Буга, Днестра. Одновременно наблюдается перпендикулярное направление — верхний Буг, верхняя Рось, верхний Тисмин, верхний Ингулец, Ингул и другие реки. В северо-западной части имеют место широтное и меридиональное простирания — Случь, Уборть, Горынь. В южной части на многих реках и на порожистой части Днепра скавывается меридиональное направление.

Местность между Днепром и Ингульцем представляет ровную степь, возвышающуюся на 80—100 м над уровнем моря и слабо склоняющуюся к западу и к югу. Изредка встречающиеся верховья балок почти не нарушают однообразия степи, в которой, по выражению В. Зуева, только «курганы делают в красный день единое глазам упражнение».

На юг по Днепру вдавался большой язык великого ледника, оставивший один ярус валунного суглинка и небольшое количество конечных морен. Самой южной границей распространения ледниковых отложений является долина р. Самары. Валунный суглинок имеет красноватобурый цвет и небольшое количество валунов. Там, где эта порода не прикрыта позднейшими отложениями, она создает своеобразный моренный ландшафт с мягкими контурами, с незначительным расчленением, отсутствием оврагов и балок. Возвышенности имеют здесь вид небольших горбов, сложенных из валунного суглинка. Речные долины мало выработаны, с низкими берегами. Конечные морены разбросаны по периферии распространения ледникового покрова. Они были найдены в южном Полесье между Горынью и Стырью, к северу от Житомира, у Радомысля, между Чистоголовкой и Чернобылем, у Попельни, около Фастова, на г. Калитве, где валунный суглинок достигает мощности 20 м. Рельеф здесь сильно расчлененный. Третий тип ландшафта, связанный с оледенением, — это ландшафт зандровый, мягконентурный, без оврагов и балок, но с большим количеством болот и песчаных пространств.

За исключением только что указанных районов огромное развитие оврагов является характерной чертой для данной области. Овраги приурочены к тем местностям, где развит лёссовый покров.

Полоса распространения лёссов тянется в широтном направлении по южной окраине области. По северной окраине проходит обширная зона моренного ландшафта. Между этими двумя полосами на-

ходятся узкие и прерывистые полосы зандровых и конечноморенных образований.

Местность по левому берегу Днепра к югу от р. Самары Дмитриев называет Запорожской внутренней равниной. Она соответствует Запорожскому понижению, которое сменяется на востоке Донецким кряжем, а на юге Азовским плато (Бердянско-Мариупольским, см. рис. 19).

В восточной части области, по левому побережью Днепра проходит водораздел между Черным и Азовским морями. Он тянется с ЮЗ на СВ и представляет собою высокую выровненную степь, приподнятую на 200—220 м над уровнем моря. Среди степи возвышаются отдельно стоящие «могилы». Эти возвышенности сложены гранитогнейсами, выходящими на водоразделах среди новейших осадков. Самая высокая из них Бельмак-Могила (250 м). Затем идут Токмак-Могила, Могила Каменная, Зеленая, Корсак-Могила и другие. В 40 км к СЗ от Бердянска, на реке Буртичей, высокие скалы, сложенные роговообманковым сланцем, придают местности совершенно горный характер. Гранитогнейсовая грязь немного не доходит до Азовского моря, ограничиваясь сбросом. Бурение в Таганроге показало, что кристаллические породы залегают уже на глубине 579 м под меловыми, третичными и послетретичными осадками. Севернее же кристаллические породы ничем не прикрыты, кроме продуктов собственного разрушения, и образуют, по выражению Концевича, настоящую гранитную степь, расположенную на поверхности Бердянско-Мариупольского кристаллического массива.

Кроме упомянутых выше «могил», кристаллические породы выступают в береговых разрезах рек и балок, придавая долинам дикий вид ущелий.

Из палеозойских пород установлено наличие каменноугольных известняков. Обособленными участками встречаются меловые отложения. Значительно большим развитием пользуются третичные осадки, представленные песчано-глинистыми слоями палеогена до 100 м мощности, средиземноморским, сарматским и pontическим ярусами неогена. Последние отложения представлены красно-бурыми и пестрыми глинами континентального происхождения, заполняющими пониженные части древнего рельефа. Эта глинистая толща является продуктом разрушения, сноса и переотложения коренных пород, причем все эти продукты сносились с более высоких участков в пониженные. Они не имеют правильной слоистости и изобилуют углекислой известностью и гипсом. По времени своего образования они соответствуют ледниковой эпохе. Когда ледниковая эпоха сменилась более сухой послеледниковой, здесь установился пустынно-степной режим, под действием которого глинистая толща в верхней своей части стала превращаться в своеобразные, светлые, пористые, богатые углесолями лессовидные суглинки. Мощность этих суглинков достигает 20 м и возрастает от водоразделов по склонам, причиной чего служат делювиальные процессы. На суглинках развит чернозем.

Погребенные почвы, встречающиеся в суглинках, украинские геологи относят к межледниковым эпохам: верхнюю к рисс-вюрмской, нижнюю — к миндль-рисской. Суглины над верхним гумусовым горизонтом вместе с черноземом относятся, таким образом, к вюрму, суглинки между гумусовыми горизонтами — к риссу, а подстилающие нижнюю почву — к минделю. Сопоставление гумусовых горизонтов с эпохами оледенения не может, однако, считаться общепризнанным. Так, В. И. Громов указывает, что такое сопоставление не подтверждается палеонтологическим анализом. Кроме того, следует иметь

в виду, что некоторые почвы образуются очень быстро. Таковы, например, двухметровые почвы на скифских могильниках, насчитывающих не более 2000 лет существования, а также вполне сформировавшиеся почвы на могилах суворовских солдат. Исконная почва современных пойм также не связана с оледенениями. Тем не менее, Лунгерсгаузен, на основании своих работ и работ украинских геологов, подтверждает якобы строгую закономерность лессового покрова и расчленение его на шесть горизонтов.

Современный рельеф края находится в полном соответствии с геологическим строением. Наиболее повышенные части соответствуют выходам кристаллических пород, являясь, таким образом, остатками древних горных кряжей. Здесь наблюдаются и большие колебания рельефа. Слоны долин, разработанные в каменных породах, отличаются резкими очертаниями. Наоборот, обширная площадь, расположенная между каменными массивами и выстланная осадочными слоями, имеет выровненный степной рельеф с широкими водоразделами и мягкими контурами долинных склонов. Наконец, и в ориентировке главных рек, по наблюдениям Д. В. Соколова, замечается связь с геологическим строением. Так, р. Конская с двумя ее ветвями (Сухая и Мокрая) и притоками Ожерельной и Токмачкой, р. Гайчур с притоками Каменной и Янчур текут в северо-западном направлении согласно с положением каменного массива и меняют свое направление, встречая массивы иного направления.

Местность по левым берегам Орели и Самары Н. А. Соколов описывает как почти горизонтально ровные, едва склоняющиеся к названным рекам степи, в большинстве случаев совершенно незаметно сливающиеся с их поймами. Только кое-где эти степи прорезываются неглубокими балками с пологими склонами. Соколов отмечает здесь наличие двух надлуговых террас, из которых верхняя (третья) удалена от Днепра на 30 км.

Пойменные левобережные пространства покрыты то лугами, то дубравами, то сосновыми борами на песках. Там, где лес был вырублен, образовались песчаные пустынные пространства с подвижными дюнами-кучугурами. Правые побережья имеют другой характер. Здесь поверхность степей волнистая, пересеченная, многочисленные балки далеко врезаются в степь верховьями своих разветвлений и заканчиваются нередко зияющими оврагами.

Ниже Запорожья долина Днепра образует обширное озеровидное расширение, имеющее до 50 км в длину и 20 км в ширину. Совершенно ровная поверхность этой местности покрыта превосходными лугами и древесными зарослями, составляя резкий контраст с прилегающими безлесными степями. В весенне половодье эти «плавни» почти целиком затопляются Днепром. Скважина, заложенная в северной части плавней, прошла 39 м в древнеречных отложениях и не достигла коренных пород. Указанные отложения залегают не менее, чем на 32 м под дном современного Днепра, причем более 21 м их лежат ниже уровня Черного моря. Таким образом, во время низкого стояния Черного моря Днепр протекал ниже современного дна не менее, чем на 32 м. В годы гражданской войны древесные заросли в плавнях были в значительной степени вырублены. Песчаные массы пришли в подвижное состояние и превратили местность в бесплодную

пустынью, покрытую сыпучими песками, с которых ветер поднимал целые тучи пыли. Так как здесь преобладают ветры восточного направления, то пески постепенно засаривали Днепр, который в 1921 г. ниже Запорожья стал настолько мелководным, что его можно было перейти вброд. В настоящее время Днепр здесь снова стал глубоководной рекой, причем пароходы, не заходившие раньше выше порогов, теперь благодаря исчезновению порогов за плотиной ДнепроГЭСа поднимаются далеко вверх по Днепру.

Плавни, подобные днепровским, но меньших размеров, наблюдаются также на рр. Волчей, Конской и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борзов А. А. Географические наблюдения в области Подольского побережья р. Южного Буга, Земл. 20, кн. 3, М. 1913. 2. Громов В. И. Проблема множественности оледенений в связи с изучением четвертичных млекопитающих, ПСГ, 1933. 3. Ласкарев В. Д. Общая геологическая карта, лист 17, ТГК, 77, СПБ, 1914. 4. Ласкарев В. Д. Заметка по вопросу о тектонике южнорусской кристаллической полосы, ИГК, 1905. 5. Лисицын К. И. О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании степных блюдец, Мат. Сев. кавк. геол.-разв. треста, вып. 1, 1932. 6. Личков Б. Л. К характеристике зандрового ландшафта окрестностей Киева, Изв. Ак. наук, т. XXI, 1927, № 12—14. 7. Личков Б. Л. О фазах денудации украинского кристаллического массива, Тр. ГГРУ, вып. 23, Л. 1930. 8. Лучицкий В. И. Вопросы стратиграфии и тектоники Украинской кристаллической полосы, БМОИП, 1930. 9. См. также № 4, 7, 8, 9, 13, 21, 22, 30, 36, 37 в Списке литературы к главе 3, отд. IV.

3. СРЕДНЕРУССКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Эта область на севере занимает водораздел Десны, Оки и Дона, южнее она составляет водораздел Днепра, Донца и Дона. В административном отношении она захватывает восточную часть Смоленской области, южную часть Московской, Орловской и Курской области, западные части Рязанской, Воронежской и Ставропольской областей, восточные районы Украины и северную часть Ростовской области.

Область представляет волнистое, сильно изрезанное оврагами плато, постепенно поникающееся к западу, круто ограниченное на севере по Оке и падающее на восток двумя резкими ступенями — по Дону и по Воронежу.

К востоку от р. Оскол область занимает пространство между Доном и Донцом, которые подобно Днепру сильно отклоняются к востоку благодаря наличию широтных параллельных сбросов. Здесь отходит на восток Восточно-Донская гряда.

Высокоприподнятые девонские отложения отмечают юго-западную окраину Центрально-русской плиты, в основании которой лежат кристаллические породы, выходящие на поверхность только в немногих местах, но установленные бурением.

Так, А. А. Дубянский обнаружил продукты разложения гранита в Ширяеве, Старой Меловатке, Калаче. Границу плиты с юго-запада Дубянский проводит от Сухого Донца через Богучар, Свищуху, Осетровку, В. Мамон, Павловск к Коротояку. Дальнейшая граница к СЗ отмечается выходами воронежского девона и полосою магнитных аномалий между Тимом и Щиграми, где уста-

новлено неглубокое залегание дислоцированных протерозойских пород. Отсюда край плиты сворачивает на СЗ и на север параллельно выходам среднерусского палеозоя. Кристаллические породы Воронежской глыбы обнаруживают большое сходство с породами Украинской кристаллической плиты (железистые кварциты, рапакиви и др.), указывая на их прежнее соединение.

Следующими по возрасту являются девонские отложения, выступающие по Дону. Так, например, в пределах Елецкого района Дон имеет широкую долину, обрамленную слева высокими ярами, представляющими классические местности для изучения девонских отложений. Горизонтальное залегание последних вызывает однообразный в общем рельеф, разнообразящийся только многочисленными логами, оврагами и верхами. Вследствие глубины логов и крутизны склонов местность принимает иногда своеобразный и живописный характер.

По верхнему Дону и по р. Мокрой Таболе выходят известняки малевско-мураевниковского яруса (переходные слои между девоном и карбоном), по рр. Осетру и Прони породы карбона и юры. Девонские известняки к югу сменяются песчаными слоями меловой системы, затем пишущим мелом и породами третичной системы. Отложения белого пишущего мела выступают иногда на поверхность и придают местности характерный вид. Благодаря размыванию мел образует высокие столбы, называемые «дивами» (окрестности Белгорода, Дивногорье при устье Тихой Сосны).

Последретические образования представлены, кроме морены, неправильно слоистыми песками, песчанистыми глинами с валунами, глинисто-песчаными толщами. Последние образования Пригородский считает отложениями в замкнутых бассейнах или в водоемах с затрудненным стоком, которые существовали уже после исчезновения ледника. Большим распространением пользуются желтобурые делювиальные суглинки. Глины верхних горизонтов, распространенные на юге, имеют последретический возраст и могут быть разделены на несколько типов — краснобурая глина водоразделов с известью, переходящая книзу в пестрые глины с гипсом и известью, а кверху в лессовидные суглинки; желтобурая глина склонов. Эти глины имеют, повидимому, субаэральное происхождение и представляют, по мнению Лихарева, продукт сложного взаимодействия элювиальных, эоловых и делювиальных процессов.

Ледниковые отложения распространены только по окраинам Среднерусской возвышенности и в Рязанско-Тамбовской впадине. Это указывает на то, что возвышенность существовала уже до оледенения, и ледник, встретив препятствие, должен был обтекать его с двух сторон, вследствие чего и образовались два громадных языка — Днепровский и Донской. По мнению А. П. Иванова, ледниковые языки имели мощность не менее 200 м, т. е. поднимались на высоту 450 м. В это время Среднерусская возвышенность представляла впадину, окруженную ледяными стенами. Талые воды сносили в эту впадину ледниковую муть, которая затем дала начало лессу.

Центральной частью области можно считать окрестности г. Орла. Здесь расположены и более высокие точки края. Высоты на водоразделах достигают 298 м над уровнем моря. К высоким пунктам относятся также Осиновая гора в Данковском районе, обрыв у Лебедяни, Галичья гора, Дивы горы в Коротоякском районе, местность к западу от Черни (309,4 м). Высокие точки находятся на широтных водоразделах, обычно совпадающих с переменой геологического строения. Один из этих водоразделов проходит между истоками р. Упы с одной стороны и Непрядвой, Красивой Мечью и Зушей с ее притоками — с другой, по линии, разделяющей карбоновые породы севера от девонских пород юга, в месте развития переходных малевско-мураевниковых пластов. Другой водораздел проходит между верховьями рек Тима, Кшени и Алмы с одной стороны и Оскола — с другой, по линии, разделяющей девонские породы севера от меловых и третичных пород юга. Кудрявцев, исследовавший Курскую и Орловскую области,

указывает, что наивысшие точки в этих краях весьма часто сложены юрской глиной, уцелевшей от размывания. Благодаря сильному размыву юрских глин в районе г. Орла наблюдаются колебания рельефа до 60 м. Но в большинстве случаев мы встречаем здесь равнины, то плоские, то овражистые и волнистые. Наивысшие точки находятся также у г. Кром — 277 м, в районе г. Мценска — 300 м, на правом берегу Десны, выше Жуковки, — 288 м.

На юге общее понижение местности сменяется вновь повышением, так как здесь сказывается влияние Донецкого кряжа.

Восточнодонская гряда имеет равнинный характер, прорезана асимметричными речными долинами и многочисленными оврагами. По описанию М. М. Васильевского, местность между Доном и Калитвой отличается сильно пересеченным характером, ровных водоразделов почти нет.

Северо-западные части области в районе верховий Десны формировались при участии ледника. Высоты здесь мало отличаются от высот центральной части.

Истоки многочисленных рек, берущих начало на Среднерусской возвышенности, отличаются по своему характеру от истоков северных областей. Обыкновенно река начинается где-нибудь в поле одним или многими сухими логами (лоски и лощины), составляющими водосбор. Затем лога соединяются в один главный лог, на дне которого замечается извилистая полоска топкого грунта с болотной растительностью, видны лужицы стоячей, ржавой воды, струйки чистой воды, отложения торфа. Эта часть в некоторых местностях носит название «ржавец». Затем ниже появляются уже речные берега и ключи в виде глубоких бассейнов с чистой водой. Здесь собственно и начинается река. Такая последовательность форм рельефа указывает на то, что река когда-то брала начало гораздо выше, но потом исток снизился вследствие или вырубки леса или распашки склона или разработки торфяников.

В северо-западной части области расположен водораздел Днепра и Волги. Долины рек двух различных бассейнов — Днепровского и Волжского — так сближены своими вершинами, что являются как бы взаимным продолжением. Происходит как бы борьба двух речных систем, из которых система Волги, представленная р. Угрой, играет более активную, наступательную роль, так как имеет более низкий базис эрозии.

В верховьях многих рек наблюдаются низменные долинные пространства, которые как бы соединяют между собою две реки, а иногда даже два бассейна. Так, долины рек Сулы, Псёла соединяются с долиной Сейма, долина Ворсклы с долиной Псёла и т. д.

Реки Днепр, Донец и Дон текут почти параллельными струями соответственно параллельному расположению двух главных водоразделов — Днепро-Донецкого и Донецко-Донского. По первому водоразделу проходил когда-то Муравский шлях. Рек в области очень много, но большинство из них имеет незначительные размеры. Между тем долины рек достигают большой ширины и врезываются в равнину до глубины в 100 м. Это указывает на то, что долины были выработаны при других условиях в древние времена. Обмеление рек происходит еще и в настоящее время. Оно выражается или в укорачивании рек, в отступании верховий вниз или же в умень-

шении количества воды, так что река разбивается на ряд плёсов. Так, верховья р. Сулы сократились на 20 км. Эти явления вызваны, главным образом, вырубкой лесов и распашкой склонов, вследствие чего получают усиленное развитие овраги.

Особенностью долины Донца являются многочисленные озера, расположенные почки параллельными рядами вдоль реки. Они являются остатками прежнего его русла. Некоторые левые притоки Донца, повидимому, перехвачены Доном. Такова, например, система Сосенки и Тихой Сосны, имевшая ранее сток в систему Донца, но потом изменившая свое направление в сторону более низкой базы в связи с эпейрогеническим движением плиты и погружением дна древней долины Дона, которое, по Дубянскому, лежит на 20—40 м ниже современного уровня реки.

Главным рельефообразующим фактором является размыт. Кроме того, местами сказывается действие ледников, работа ветра и работа подземных вод.

Вдоль левых берегов наиболее значительных рек тянутся площади, покрытые песками.

Особенно широко развиты пески по берегу Донца, где полоса их достигает местами 10—15 км в ширину. Меньшее, но также значительное распространение они имеют по левым берегам рек Красной, Айдара, Деркула, Глубокой. Они связаны обычно с надлуговыми террасами, но благодаря раззвеванию переносятся и выше. В восточной части донецких песков наблюдаются цепи дюн и барханы. Последние часто охватывают своими рогами небольшие котловинки, занятые озером или болотом. Песчаный материал дюн и барханов образовался из древнеречных отложений времени отступания ледника. В последующую эпоху произошла переработка этих аллювиальных отложений в золовые. Кроме этих песчаных полос, встречаются также отдельные песчаные площади на вершинах склонов долин, связанные с широким развитием здесь палеогеновой нижней песчаной толщи.

Там, где склоны сложены песками с прослоями глин, возникают оползни, в значительной степени осложняющие характер склонов.

На карбоновых известняках в Серпуховском районе наблюдаются карстовые формы. Кое-где встречаются небольшие озерки провального происхождения, приуроченные или к девонским известнякам или к меловым, т. е., главным образом, к окраинам области. В средней части, где залегает мощный слой юрских глин, подобные формы отсутствуют. В восточной части провальные воронки обычно сухие, в западной части, в Брянском районе, они часто заполнены водою. В первоначальной стадии такие озера глубоки, но потом заполняются илом и превращаются в круглые болотца или даже в блюдца.

Главной формой рельефа изучаемой области является овраг. Образованию и росту оврагов способствует наличие мощных толщ песчаных отложений. Овраг в песках представляет дикое, прихотливо ветвящееся, чрезвычайно красивое ущелье с пестро окрашенными гребнями склонов. Такие овраги обладают быстрым ростом. Овраги в известняках растут значительно медленнее. Овраги имеют, по наблюдениям Борисяка, некоторый общий характер развития.

Зародышем оврага служит неглубокая рывинка по склону, которая прорезывает сначала лишь чернозем, а потом врезается и в четвертичную глину. Это — первая стадия, отличающаяся сильным развитием в длину, узостью и извилистостью. Вторая стадия в жизни оврага наступает тогда, когда он врезается в наиболее «тонких» местах в третичные пески, образуя ряд отдельных неглубоких «котлов». Эта стадия скоро проходящая и наблюдается редко. Третья стадия наступает тогда, когда котлы соединяются. Русло оврага выпрямляется и сильно углубляется. Овраг становится глубоким, узким, с крутыми стенками, с плоским и сухим дном. Так как стенки оврага сложены песчаными и глинистыми породами, то возникают оползни, которые делают склоны оврага ступенчатыми, пологими, волнистыми. На дне его появляется водоток. В этой четвертой стадии овраг растет в ширину и округляет свои склоны. Пятой и последней стадией в жизни оврага является образование широкой балки с округлопологими задернованными склонами, с плоским дном и водотоком.

В северо-западной части области, между Десной и Жиздрой, оврагов мало. Сильное развитие лесов, песков, болот и торфяников задерживает здесь размывающее действие воды. Сказывается также и отсутствие лёсса. Долины местами настолько плоски и заболочены, что кое-где население не прокладывает дорог по болотам, а предпочитает ездить по твердому песчаному руслу неглубоких лесных рек и ручьев.

Если в долину реки выходит под острым углом балка, то вторичные овраги, развивающиеся на склонах долины и балки, сходясь вершинами, могут отделить от плато останец. Такова, например, Городищенская гора на правом берегу р. Деркул у слободы Городище.

В. П. Семенов-Тяншанский делит Среднерусскую возвышенность на три части. Северо-западная часть, носившая в старину название Оковского леса, находится в верховьях Днепра и Десны. Местность около г. Ельни Жирмунский называет Ельнинским узлом Среднерусской возвышенности и определяет ее как слаженное, плоское плато со всеми характерными особенностями Среднерусской равнины. Высота местности в среднем около 245 м. На водоразделе Сохи и Ипути Жирмунский выделяет повышенную полосу, которую он называет Сещинским узлом Среднерусской возвышенности. Наибольшая высота здесь 288 м (Боханова гора). Сещинский узел отделяется от Ельнинского понижением у г. Рославля. Рельеф здесь холмисто-котловинный, обусловленный конечноморенными возвышеностями. Южнее он сменяется слегка всхолмленными занудровыми полями, с которыми связаны значительных размеров озера, обусловленные иногда карстовыми процессами. Наличие Сещинских высот объясняется особенностями доледникового рельефа. Четвертичный покров здесь тоньше, сохранились следы только одного оледенения. Последний ледник остановился как раз у северной границы Сещинского узла, а предпоследний ледник должен был изменить свое направление с юго-восточного на южное.

Следующую часть Среднерусской возвышенности Семенов-Тяншанский называет Северской и ограничивает ее с востока верхним течением Оки до истоков, течением реки Тускори до Курска, верхним Сеймом до его истока и верхним течением Донца. Она характеризуется общим уклоном на ЮЗ и таким же течением рек, принадлежащих к системе Днепра. В верховьях этих рек находятся и наиболее высокие точки Северской части, составляя водоразделы этих рек как между собою, так и с системой Оки и Донцом.

Третью часть Среднерусской возвышенности Семенов-Тяньшанский называет Муравской стороной, по имени пролегавшего здесь в старину Муравского шлиха. С востока она ограничивается течением р. Осетра, верхним течением Прони, р. Мокрой Таболой и Доном. Граница эта резко очерчена обрывистыми западными берегами названных рек, причем с востока к Среднерусской возвышенности прилегает западная половина Рязанско-Тамбовской впадины, ограниченная с востока долинами Оки, Рановы, Хупты, Становой Рясы и Воронежа. Этот Окско-Донской клин ограничен здесь юрскими обрывами правого берега Оки и левого берега Хупты, затем девонскими обрывами правого берега р. Воронежа. Поверхность Окско-Донского клина представляет собою волнистую местность с глубокорезанными речными долинами и крутыми горбатыми водоразделами, вытянутыми с запада на восток. Окско-Донской клин оканчивается на юге узким возвышенным мысом при впадении р. Воронежа в Дон, называемым Червлеными Ярами.

Местность по правому побережью Оки в пределах Каширского района представляет холмистое плато, высшие точки которого колеблются около 234 м, достигая 251,34 м (Ольховка) и 261,13 м (верховья Смедвы). Благодаря тому что плато превышает уровень Оки на 120 м, а северный берег на 35 м, оно рассечено глубоко и дробно многочисленными речными и овражными долинами. Одни из этих долин широки, с плоской поймой и с высокими, но пологими берегами. Другие же узки, с ничтожной поймой и с высокими крутыми берегами, с выходами коренных пород, но без моренных отложений. Эти отличия обусловлены геологической историей. Долины первого типа представляют собой участки древних рек, засыпанные ледниковыми отложениями и вновь очищенные послеледниковыми реками. Долины второго типа — новые образования послеледниковых рек, не попавших на старые русла. Оставшиеся нерасчищенные древние русла вносят значительные изменения в расположение грунтовых вод. Овражные долины асимметричны, причем крутой склон обычно несет следы оползней и обращен либо на запад, либо на юг. При изгибах русла асимметрия переходит с одного берега на другой.

В долине Оки имеются следы террас: пойменная шириной 2—3 км и надпойменная, покрытая заросшими дюнами. Особенно ясно выражены они на левом берегу. На правом берегу видны остатки более высоких террас на уровнях от 35 до 50 м. Перегибы береговых склонов наблюдаются также на высоте 70—90 м. Многие ясно выраженные ступени, по описанию Швецова и Яблокова, представляют оползневые уступы.

Рельеф местности, прилегающей к Оке, по наблюдениям Пригородского, находится в зависимости от степени сохранности и мощности покрывающей ее морены. Моренный покров значительной мощности вне речных долин предохраняет от размыва лежащие ниже коренные породы, в результате чего получается, при горизонтальном залегании пород, платообразная равнина, приподнятая над ближайшей речной долиной. Плоские, монотонные водораздельные равнины резко обособляются от долин небольших рек, а к Оке обрываются крутыми склонами, которые глубоко прорезаны короткими, узкими оврагами, обнажающими сначала морену, затем мощную нижнемеловую песчаную серию и нижележащие юрские породы.

Южнее моренный покров почти не сохранился (между гг. Проинском и Михайловском), вследствие чего рельеф принимает неравномерный холмистый характер с очень мягкими склонами и с обособившимися там и тут на водоразделах куполообразными холмами — останцами сильно размытой песчаной нижнемеловой свиты. Там, где к поверхности близко подходят юрские глины, большое распространение имеют оползни по склонам к речным долинам. Там же, где выходят известняки карбона, развиты глубокие, узкие, каньонообразные овраги, а у рек получаются высокие берега с однообразным уклоном. Выходы калловейских и нижнемеловых песчаных толщ также благоприятствуют образованию крустенных оврагов и берегов. В некоторых местах эти песчаные тощи обособились в виде одиноких бугров. Современные оползни придают рельефу своеобразные черты, но с течением времени эти черты сглаживаются, и древние оползни могут быть обнаружены только в разрезах оврагов,

которые дают в таком случае картину ступенчатых бровцов. Отсутствие морены Приголовский объясняет близостью границы распространения ледникового покрова и в связи с этим относительно ранним размыванием ледниковых толщ. Вдоль долин рек, а также нередко и на водоразделах распространены торфяники. Водораздельные торфяники возникают в связи с выходами юрских глин, вызывающих заболачивание.

Швецов разбивает все долины бассейна Оки в районе Калуги, Серпухова и Тулы на две категории. К первой категории относятся

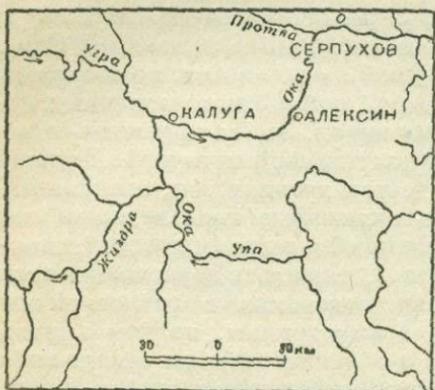


Рис. 20. Бассейн р. Оки.

узкие, крустенные долины (в том числе иногда долины самых крупных рек). Ко второй — широкие, с обширными поймами, с высокими, но пологими берегами, вмещающие извилистые ручьи. Литология здесь не имеет значения, так как контрасты наблюдаются нередко у двух рядом текущих речек или в различных участках одной и той же реки, текущей в неизменных породах. В этом отношении интерес представляет долина Оки. Южный меридиональный отрезок ее (выше Калуги) находится в обширной долине с более крутым левым берегом, с террасовыми уступами на высоте 40—45 м, 25—30 м и 10 м. Ока извивается, но не так причудливо, как ее притоки Угра и Жиздра, протекающие в еще более широких долинах. Швецов полагает, что на этом участке Ока проложила свое русло в древней впадине, заполненной позднейшими образованиями (рис. 20). Между Калугой и Алексиным река течет широтно в узком каменном коридоре, склоны которого поднимаются над рекой на 75—80 м. На склонах слабо намечаются террасовые уступы на вы-

соте 50—55 м, 30 м, 20—25 м. Долина сложена на этом участке только коренными породами. Притоков здесь очень мало. Меньшие из них представляют узкие, почти непроходимые щели, заваленные глыбами, с быстро текущими ручьями. Третий участок, от Алексина до Серпухова, снова меридиональный и сходен с первым. Но здесь хорошо выражены террасы на высоте 70 м, 45—50 м, 25 м, 10 м, причем они слабее развиты на левом берегу, вследствие чего этот берег кажется более крутым. Река здесь врезалась в нижнюю надпойменную террасу, образуя каменный коридор, но с менее высокими стенами. Таким образом, здесь ширина пойменной и надпойменной долины резко различны, чего не наблюдалось в двух верхних участках. Хотя морена и четвертичные отложения спускаются здесь до поймы, но в противоположность первому участку большой роли не играют. Берега и террасы сложены коренными породами. Здесь, следовательно, имеется древняя, хорошо разработанная долина. Четвертый участок, снова широтный, находится в обширной низине. Долина здесь резко асимметрична, с высоким и крутым правым берегом, в основе которого лежат коренные породы, покрытые чехлом делювиальных суглинков. Террасы на нем выражены плохо. Левый берег низкий, пологий, с невысокими, хорошо выраженными террасами из четвертичных песков.

Там, где Ока сворачивает на восток к Серпухову, в нее впадает р. Протва, долина которой является продолжением долины Оки и имеет полное сходство с этим участком. Струве рассматривает калужско-алексинский участок как позднее возникший исток обширного озера, занимавшего место докалужской Оки и низовий Угры. Швецов считает, что канал стока возник на месте двух долинок, одна из которых впадала в меридиональную калужскую реку, другая — в меридиональную алексинскую. Он доказывает это следующими фактами: в середине участка имеется наиболее узкая часть долины с наиболее высокими и крутыми склонами; притоки восточнее этого перевала текут на восток, а западнее — на запад; террасы слабо выражены и имеют неопределенный уклон.

Указанная выше особенность долины Протвы, а также и ее грандиозные размеры, резко противоречащие ничтожной речке, говорят за то, что Окско-Протвинская долина является древним доледниковым образованием. До оледенения Ока текла у Калуги не на восток, а на северо-восток, по долине р. Суходрева (приток Угры), имеющей в настоящее время непомерно широкую долину, сложенную ледниками отложениями. Приток Оки, Упа, обладает крайне извилистым направлением, а при впадении в Оку образует также молодую долину прорыва. Швецов полагает, что ее меридиональный участок является отрезанным верховым алексинско-серпуховского участка Оки.

Повидимому, подобные перемещения в речной сети были весьма распространены в этой области. Этим и объясняется коленчатость многих речек, отражающая на себе борьбу двух направлений: широтного (с уклоном на ЮВ) направления ледника и меридионального (с уклоном на СВ) направления падения пластов. Обычно наблюдаемая здесь асимметрия долин не подчинена закону Бера. Большая крутизна наблюдается всегда на склонах, обращенных к югу или к западу, независимо от того, будет ли это правый берег или левый.

Швецов дает такую историю этого участка:

1. Доледниковая эпоха. Две меридиональные долины, соединившиеся на севере широтным коленом.
2. Первое наступление ледника. Выпахивание и расширение долин. Главная масса отложений (конечная морена) приурочена к водоразделу Упы и калужско-алексинского участка Оки.
3. Подпруживание реки к югу от Алексина и образование Крушенинского озера с отложением лёссовидного материала.

4. Подпруженная река (Упа) ищет выхода на юге в Оку и в Дон (через Шать).
5. Новое наступление льдов было меньше. Скопление ледниковых отложений к СЗ от Калуги.
6. Образование стока на СВ. Восстановление на новый лад древней разомленной речной системы.
7. Образование грандиозных оползней во время влажного периода после окончательного отмирания ледника.

Долина Донца имеет резко выраженный асимметричный характер. Правый берег ее — крутой, сильно рассеченный, сразу переходит в ровную степь. Левый берег почти сливается с поймой и едва заметно поднимается к водоразделу. Он пересечен огромными, но плоскими балками.

Между рр. Красной и Айдаром Синягин указывает три террасы. Из них нижняя имеет ширину от 100 м до 2,5 км и приподнята над Донцом в среднем на 2—4 м. Она по большей части покрыта лесами. Вторая терраса (надлуговая) отделена от нижней довольно резко откосом до 10 м высотою, имеет в ширину от 6 до 18 км и покрыта по большей части эоловыми песками, вытянутыми в две гряды широтного простирания. Гряды состоят из холмов (кучугуров) и воронок (выдуев). Пески местами находятся в состоянии движения, но область их перемещения ограничена, так как ветры, приводящие их в движение, не обладают постоянством. В то время как нижняя терраса является террасой аккумулятивной, вторая терраса относится к этому типу только местами, так как имеются участки размыва. Абсолютная высота второй террасы колеблется в пределах от 50 до 190 м. Третья терраса или коренной берег не везде отчетливо отделена от второй террасы, так как пески маскируют переход.

По левым притокам Донца располагается, по Дмитриеву, Слободское плато, соответствующее Слободскому поднятию (рис. 19). Область этих притоков была изучена Лихаревым, который описывает эту местность как равнину, слегка наклоненную на юг. Равнина расчленена притоками Донца на ряд отдельных меридиональных плоских водоразделов, изрезанных многочисленными оврагами и балками. Долины рек начинаются обычно от соединения равносклонных балок. Более мелкие речки текут до самого устья в таких балках, но более крупные реки уже в среднем течении приобретают характерные асимметричные долины с высоким и крутым западным или северным склоном высотою в 50—60 м. Противоположные склоны незаметно переходят в водораздельную степь. На этих склонах в долинах крупных рек развиты песчаные всхолмления, а на поймах часто встречаются блокеобразные впадины с водою (лиманды) или сухие (солонцы). Другой характерной особенностью долин является присутствие террас, среди которых встречаются и террасы накопления и террасы размыва. Последние встречаются гораздо чаще. Происхождение их связано, повидимому, с понижением базиса эрозии, но возможно, что они выработались вследствие различной сопротивляемости пород по отношению к размыву. Так, Лихарев указывает, что нижняя терраса располагается у верхней поверхности мела, покрытой мощной толщей рыхлых песчаных отложений.

Змиевский и Изюмский районы отличаются сильной пересеченностью. Изюмский район был изучен В. Наливкиным и А. Борисяком. Последний автор устанавливает здесь три орографические области, идущие почти параллельно долине Донца. Первая из них, самая южная, захватывает водораздельную площадь между Донцом и Днепром и представляет высокое ровное плато высотою около 190 м. (наивысшая точка около 220 м.). Оно сложено, главным образом, третичными песками и отличается слабой пересеченностью и чрезвычайно пологими склонами к долинам. Вторая область лежит далее к северу, ограничиваясь рр. Берекой и Донцом. Подобно первой области она представляет такое же плато, но значительно более изрезанное. Почти везде из-под третичных осадков выступают мезозойские и палеозойские отложения. Особенно круто эта область спускается к долине Донца, образуя высокий и крутой правый берег. Третья область расположена между Берекой и Донцом и по левым притокам последнего. Она значительно ниже и постепенно повышается к северу. Расчлененность всей этой области обусловлена исключительно аэродинемическими процессами и «если представить себе, — пишет Борисяк, — весь снесенный послетретицкой эрозией материал снова на своем первоначальном месте, то она явилась бы в виде совер-

шению ровной, слабо покатой к северу поверхности». Таким образом, хотя эта область и находится в пределах отрогов Донецкого кряжа, но формы рельефа развивались независимо от тектоники. Борисян объясняет это тем, что после затухания горообразовательных процессов в начале третичного периода осадки как третичные, так и четвертичные отлагались совершенно горизонтально, скрыв под собою довольно сложный рельеф дна третичного моря. Вследствие этого большинство речных долин пересекает главнейшие дислокационные линии под косым углом или вкрест простирации, за исключением только тех мест, где третичный покров имеет незначительную мощность (на юго-востоке). По мере врезывания долин начинает сказываться и влияние более древних отложений, но это влияние не идет дальше речных долин и не нарушает общей равнинности. Дислоцированные древние породы выступают в виде чередующихся пластов различной стойкости и образуют отдельные холмообразные возвышенности, отрезанные от степи седловинами. Таковы: гора Кременец близ г. Изюма, высокий холм в правом берегу у устья балки Сухой Каменки, Мазанова гора и другие возвышенности. Чередование твердых и рыхлых пластов придает долинам малых речек кулисообразный вид. У крупных рек различия в геологическом строении вызывают изгибы. Для Донца эта связь была установлена Лепле.

Крайняя восточная часть области, образованная изгибом Дона, представляет бассейн р. Чира, притока Дона. Высота Доно-Чирского водораздела доходит в верховых р. Куртлака до 175 м над уровнем Дона. Водораздел представляет узкую степную возвышенность, полого спускающуюся к Чиру и более круто к Дону. Сложен он почти горизонтальными пластами третичных, меловых и юрских отложений, под которыми залегает карбон, выходящий наверх у ст. Кременской в виде антиклинальной складки, составляющей, по Семихатову, ядро доно-медведицкой антиклинали. Массив карбоновых доломитов и известняков мало расчленен. Он заставляет Дон отклоняться на СВ. Поверхность его представляет степное нерасчлененное плато, на котором заметно выделяются гора Плоцкая (45 м) и гора Аршаш, круто обрывающаяся к Дону. Слоны водораздела сильно дренированы в области легко размываемых третичных песков. Там, где они смты, выступают более устойчивые породы сенона и турона, слагающие обычно береговые кручи. Если пески прикрыты кварцевыми песчаниками, то они предохраняются от размыва, а песчаники выступают карнизами по склонам или холмами и курганами на водоразделах (г. Пирамидная — 152 м над Доном). Голубятников указывает, что на склонах Донской долины замечается пять террас. Нижняя на высоте 3 м, вторая — 5 м, третья — 7—8 м, четвертая — 11 м, пятая — 17 м. Из них хорошо развиты только первая и четвертая. Четвертичные отложения представлены краснобурymi глинами оврагов, лёссовидными глинами склонов и водоразделов, золовыми песками, собранными в дюны и бугры.

ЛИТЕРАТУРА

- Б о г о л ю б о в И. Материалы по геологии Калужской губ., 1904.
- Б о г о л ю б о в И. К геологической истории Калужского края в ледниковый период, Ежег. по геол. и минер. России, 1905.
- Г о л у б я т н и к о в В. Гидрогеологические исследования правобережья Дона, Т. ГГРУ, 16. 4. Д о к у ч а е в В. В. Материалы к оценке земель Нижегородской губ. Оро- и гидрография, вып. XIII, 1886.
- Ж и р м у н с к и й А. М. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 44, юго-западная четверть, ТГГРУ, 45, Л. 1931.

6. Иванов А. П. Геологическое строение и ископаемые Орловского края, Сб. «Природа Орловского края», Ор. 1925. 7. Лихарев Б. К. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 61, ТГК, 161, Л. 1928. 8. Пригородский М. М. Из геологических наблюдений в западной части Рязанской губ. ИГК, 1911. 9. Синягина Г. П. Материалы к строению террас Донца, Изв. ГГРУ, 50, вып. 20, 1931. 10. Усов Н. М. и Хитрово В. Н. Устройство поверхности и воды Орловского края. Сб. «Природа Орловского края», Ор. 1925. 11. Федоровский Н. М. Геологический очерк Харьковской губ. Сб. «Природа и население Слободской Украины», 1918. 12. Шведов М. С. Геологическое описание северо-западной четверти 58-го листа, ТВГРО, 83, Л. 1932. 13. Шведов М. С. и Яблоков В. С. Геологическое строение и подземные воды и полезные ископаемые Михневского, Каширского и Иванчиковского районов Московской области. Тр. Моск. РГРУ, сер. 1, геол., вып. 4, М. 1931.

4. ДОНЕЦКИЙ ПЕНЕПЛЕН

Донецкий пенеплен более известен под названием Донецкий бассейн, Донецкий кряж. Оба эти названия не соответствуют современному рельефу. Административно эта часть территории Союза входит в состав Донецкой области Украины.

Правый берег Донца в среднем течении крутой и сложен известняками, глинами, мелом, песчаниками. Он является северной окраиной Донецкого кряжа, который только в восточной части переходит на левый берег Донца. Наряду с Днепровским кристаллическим массивом и Донецкий кряж является остатком горной страны, подвергшейся интенсивному размыву.

Главную массу Донецкого кряжа составляют породы каменноугольной системы, общая мощность которых превышает 10 000 м. Представлены они в нижних горизонтах известняками, а в верхних сланцами и песчаниками с прослойками известняков и углей. Над каменноугольными отложениями в северо-западном углу области залегают пермокарбоновые и пермские породы с мощными пластами гипса и каменной соли. Над ними идет глинисто-песчаниковая свита, повидимому, континентального триаса. Еще выше залегают юрские, верхнемеловые и палеогеновые породы. В средних и восточных частях Донецкого кряжа пермских, триасовых и юрских пород нет. Палеозойские и мезозойские отложения выходят на поверхность лишь кое-где по долинам рек. Вся область занята третичными породами, которые прикрыты только тонким чехлом четвертичных отложений (красно-бурая глина и лессовидные суглинки), а местами прямо выходят на поверхность. В юго-западном углу третичные отложения, повидимому, налегают прямо на гранит. На реке Мокрой Волновахе, правом притоке Кальмиуса, у юго-западной границы Донецкого кряжа, каменноугольные отложения тесно соприкасаются с гранитами Днепровской гряды. Граниты и гранито-гнейсы залегают в основании всех осадочных отложений Донецкого кряжа. Они выходят по рр. Кальмиусу, Волчье, Каменке. Четвертичная красно-бурая глина одевает и водоразделы и долины и является, по Гапееву, субаэральным отложением. Вся масса осадочных пород, заполняющих Донецкий бассейн, произошла за счет денудации Украинской плиты.

Тектоника кряжа сложна и своеобразна. Главные черты ее были указаны выше, в тектоническом очерке. Здесь следует добавить, что наивысшие точки кряжа располагаются преимущественно по осям синклиналей, антиклинали же обычно понижены. Так как главнейшие складки имеют нормальный характер, то горообразовательный процесс, по мнению Степанова, не достиг своего полного развития, а замер на одной из первоначальных стадий. Карпинский относит Донецкий кряж к зачаточному кряжу, идущему от Келецкого кряжа к горам Мангышлака параллельно Кавказскому хребту. Степанов считает, что в древнем рельфе наибольшее поднятие обнаруживал главный антиклиналь кряжа, который и служил водоразделом. В настоящее время водораздел передвинулся к северу и совпадает с осью главной синклинали.

Шатский делит всю тектоническую историю Донецкого кряжа, кроме древних девонских дислокаций, на два периода: в первом происходили длительные,

по неравномерные прогибания, давшие основные тектонические элементы кряжа и захватившие весь каменноугольный и пермский периоды; второй период характеризуется тектоническими нарушениями орогенического типа, с резкой вторичной складчатостью, сбросами, сдвигами, и приурочен к мезозою. С конца мезозоя орогенические движения прекратились, но слабый наклон третичных отложений заставляет предполагать позднейшее (после палеогена) поднятие, может быть, эпейрогенического характера.

Высшие точки кряжа совпадают с водоразделом правых притоков Донца и рек Азовского моря. Высоты их для степной полосы можно считать значительными: Курган Мечетный — 369 м, Могила Острая — 357 м. К северу и к югу высоты довольно быстро падают. Так, высокий правый берег Донца, лежащий в 50 км к северу, имеет высоты только около 130—150 м. Несмотря на это правые берега Донца имеют гористый вид, поднимаясь над рекой на 70—80 м. Чедование мягких и твердых пород заставляет реку делать извилины, причем мягкие породы вызывают изгибы реки к югу, а твердые к северу. По отношению к описанному выше левому берегу Донца правый берег представляет резкий контраст не только по строению, но и по растительности. В то время как левые берега заросли болотистыми плавневыми лесами и местами сосной, правые берега оккупанты курчавыми лиственными лесами из дуба, липы, вяза, орешника. В восточной части и левый берег становится крутым. Здесь сначала подходят к реке меловые обнажения, затем река врезается в каменноугольные породы. Особенно величественные утесы появляются на Донце при впадении р. Калитвы. От ст. Усть-Быстрицкой правый берег становится низменным и равнинным.

Водораздел между Донцом и Миусом разбит седловинами на отдельные пологие повышения, увенчанные иногда «могилами» (Каргушанские — 363 м, Русские — 340 м, Поливодина — 338 м).

По рельефу Донецкий кряж представляет возвышенное плато, вытянутое с ЗСЗ на ВЮВ. Наивысшие точки совпадают с главным водоразделом (Курган Мечетный — 369 м). Они приурочены к палеозойским породам, как более стойким по сравнению с породами позднейшего времени, развитым по окраинам бассейна. От главной водораздельной площади местность постепенно понижается на север, на юг и на запад. Долины южных рек расположены прямолинейно и нормально к главному водоразделу, тогда как долины северных рек искривлены к востоку, подчиняясь направлению Донца. Поверхность кряжа изборождена долинами второстепенных речек, балками и оврагами. Для западной части Гапеев установливает зависимость форм овражного рельефа от размываемых пород. Там, где воды размывают песчано-глинистые породы пермокарбона, вершины балок и речных долин имеют полуцирковый характер с довольно крутыми склонами. Речки и балки, прорезающие песчано-глинистые отложения третичного периода, имеют более вытянутые и сильно расчлененные верховья. Овраги находятся в состоянии деятельного роста.

Для северного района зависимость рельефа от характера пород установил Лутугин. Эта зависимость выступает особенно ясно по отношению к каменноугольным отложениям. Там, где эти отложения выходят на поверхность, рельеф становится часто весьма слож-

ным, причудливым. Здесь из-под слоя наносов выступают каменистые грядки коренных пород, и нередко вся местность превращается в сплошное обнажение. По долинам речек выходы пород образуют скалы, что придает долинам вид горных ущелий. Все детали рельефа тесно связаны с тектоникой. Даже мельчайшие нарушения залегания находят отражение в изгибах горизонталей.

В местах развития известняков наблюдаются карстовые явления. Так, р. Мокрая Волноваха и ее приток Кашлагач, протекая по кристаллическим породам и по девону, отличаются многоводностью, но, вступая в известняки, усыхают. Те же явления наблюдаются и на р. Сухой Волновахе, исчезающей на протяжении 25 км. Б. И. Чернышев наблюдал также карровые поверхности, хотя и слабо развитые. Он же дал описание некоторых пещер в этой области.

Степанов отличает на поверхности Донецкого кряжа два типа форм. Во-первых, равнинный степной однообразный тип рельефа, лишенный выходов коренных пород, с балками в виде сплошь задернованных ложбин, ограниченных округлыми склонами. Этот тип развит на всех водоразделах. По мере удаления от главного водораздела развивается второй тип, отличающийся разнообразием форм и выходами коренных пород. Долины речек и балок принимают характер горных долин, но этот характер сразу исчезает, как только наблюдатель поднимется на водораздел. Связь между рельефом и тектоникой вырисовывается с поразительной отчетливостью. В истоках р. Нагольной (приток Миуса) рельеф получает горный характер вследствие размыва каменноугольных отложений. Поэтому эта местность получила название Нагольного кряжа.

В южной части каменноугольного поля рельеф страны имеет иной характер: здесь в бассейне р. Миуса на сравнительно выровненной поверхности вырисовываются отдельные высокие холмы — Саур-Могила, Грибовская гора и др.

Лутугин указал на асимметрию склонов балок, идущих в широтном направлении. Склоны, обращенные к северу, являются пологими, а склоны, обращенные на юг, крутыми и сильно изрезанными оврагами. Асимметрия, по мнению Лутугина, всецело зависит от условий таяния снега. Степанов отмечает то же явление и у речек, текущих меридионально. Западные берега этих речек более скалисты, чем восточные.

Развитие рельефа рисуется, по В. С. Попову, такими чертами. В третичном периоде вся плоскость была покрыта морем, оставившим здесь рыхлые или слабо сцементированные осадки. После отступления моря возникает простая прямолинейная сеть речек, постепенно прорезавшая третичные породы. Сохранившийся под третичными породами эрозионный и тектонический рельеф карбона и его своеобразное литологическое строение стали оказывать по мере врезания речной сети влияние на ее развитие. Поперечные долины при встрече с песчаниками карбона становились продольными и перехватывали другие поперечные реки, превращая их в притоки. Этот процесс особенно настойчиво шел на северной окраине, следя основному направлению Донца. В то же время по водоразделам и по балкам

шло накопление лёссовидных суглинков, сильно смягчавших рельеф. Этот процесс свидетельствует об ослаблении эрозионной деятельности, которая затем вновь испытала оживление и вызвала появление целого ряда новых балок, построенных исключительно в зависимости от литологических и тектонических свойств карбоновых пород. Террасы, встречающиеся во многих долинах, обязаны своим возникновением понижению частных базисов эрозии в виде подпруживающих долины песчаников карбона. В других случаях террасы возникали вследствие «сползания» продольных долин с водораздела, т. е. вследствие перемещения реки по уклону водораздела. И только самые крупные реки (Казенный Торец, Каменка) имеют террасы, связанные с колебанием общего базиса эрозии.

ЛИТЕРАТУРА

- Ганеев А. А. Геологический очерк западной окраины Донецкого бассейна, Мат. по общ. и прикл. геол., 123, Л. 1927. 2. Лутугин Л. И. Геологические исследования, произведенные в северной части Донецкого бассейна в 1893 г., ИГК, 1894. 3. Лутугин Л. И. и Степанов П. И. Донецкий каменноугольный бассейн, 1913. 4. Попов В. С. Развитие гидрографической сети Донецкого бассейна, Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна, изд. ГГРУ, 1930. 5. Северов Н. И. Физико-географическая характеристика Донецкого бассейна, Гидрогеологический очерк Донецкого бассейна. Изд. ГГРУ, 1930. 6. Степанов П. И. Детальная геологическая карта Донецкого каменноугольного бассейна. Описание планшетов, 1909. 7. Чернышев Б. И. О карстовых явлениях в Донецком бассейне. Земл., 28, в. 3—4. М. 1926. 8. Шаткий Н. С. О тектонике северной части Донецкого бассейна. БМОИП, 1929.

5. ВЯТСКИЕ УВАЛЫ

Область занимает бассейн средней Вятки, простираясь от р. Иletи и верховий рр. Б. и М. Кокшаг до верховий Чепцы и Камы через устье р. Кильмези. Административно она захватывает восточную часть Марийской республики, юго-восточную часть Кировской области и западную часть Удмуртской республики (рис. 21).

Местность в бассейне рр. Немды и Ляжа имеет высотные отметки от 180 до 200 м, достигая иногда 240 м и даже 270 м. Рельеф здесь расчлененный. Многочисленные реки текут в узких глубоких долинах с крутыми берегами. Долины рассекают страну на изолированные участки, имеющие вид холмов и увалов. Пониженные участки с мягкими контурами и плоскими широкими долинами встречаются в виде исключения.

Местность к западу сложена глинисто-песчаными и мергелистыми породами татарского яруса (пермь), легко подвергшимися разрушению под влиянием эрозии. Рассматриваемая область сложена известняками, доломитами и мергельными плитняками казанского яруса (пермь), более стойко выдерживающими размывы. Но различие литологического состава и различная древность пород указывают, что современный рельеф имеет тектоническую основу. Породы здесь относятся к низам пермской системы, тогда как к востоку и западу от них залегают толщи, относящиеся к ярусу пестрых мергелей той же системы. Здесь, следовательно, проходит широкая антиклиналь-

ная складка, идущая почти меридионально на 200 км. Эту складку Кротов назвал Вятским увалом. Одновременно с Кротовым этот увал был открыт Нечаевым. В последнее время он был подробно изучен Добрыниным. Последний автор указывает, что наибольшая высота увала находится к юго-западу от с. Сернур ($225 \rightarrow 250$ м). По Кротову, две точки достигают даже высоты в 284 м. Всё это место имеет вид купола, вытянутого с СЗ на ЮВ, длиною в 15 км. Он прорезан глубоко.

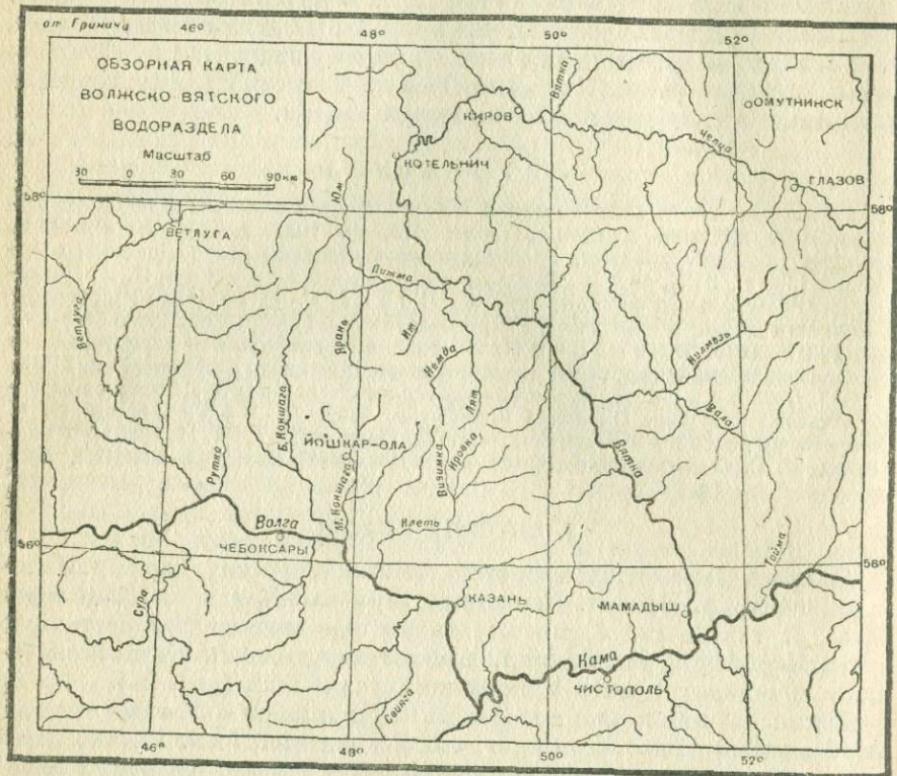


Рис. 21.

боким ущельем р. Помаш-Нольки (приток Ляжа). Далее к югу повторяются повышения, причем вал сохраняет хребтовую форму. Долина р. Визимки разделяет южную его часть на два отрезка, из которых восточный выражен более отчетливо в виде круто поднимающегося над долиной р. Ировки высокого хребта с рядом куполообразных вершин (Шурчинская гора 230 м., Чукшинская гора 250 м.). Западный отрезок на юге расширяется, образуя широтную Моркинскую возвышенность, сильно расчлененную глубокими долинами и ограниченную довольно крутыми склонами. Наиболее замечательны здесь вершины Большой и Малый Карман-Курук, Коркан-Сола, Юрдурская гора и другие, достигающие высоты 220 м. Возвышенность представляет сложный комплекс тектонических, эрозион-

ных и карстовых форм, сочетание довольно необычное для равнин, и напоминает, по словам Добрынина, горные местности в миниатюре (низкие горы). Это относится также и к району наибольших поднятий.

Далее вал идет на ЮЮЗ. За глубокой низиной р. Иletи он продолжается в виде островных возвышенностей — Кленовогорской, Паратской и Сотнурской. Эти возвышенностии имеют крутые или сильно покатые склоны со всех сторон. Общая форма их близка к эллипсоидно-сводовой. Повидимому, — это поднятия брахиантеклинального типа. Долины рек здесь глубоки и широки. На склонах долин наблюдаются более пологие нижние участки, свидетельствующие о прежних более высоких уровнях долин ледниковых потоков. Смыв татарских пластов обнажил во многих местах казанские известняки и гипсы, вследствие чего большое развитие получил карстовый процесс в виде воронок, провальных озер и выходов подземных рек. Встречающиеся местами пески имеют древнедюнный, бугристый рельеф. Далее ось вала искривляется на юго-восток.

К северу от наибольшего поднятия вал идет сначала на СЗ, а потом на ССВ, причем этот изгиб повторяется и в изгибе верхней Немды, которая прорезает вал вдоль и посередине.

По обе стороны вала, в месте его наибольшего поднятия, простираются менее высокие, но широкие части возвышенностии. На западе идет волнистая Оршанско-Кокшайская равнина, на востоке — широкое Мари-Турекское плато (125—175 м). Плоский характер последнего Добрынин объясняет водораздельным положением, вследствие чего плато мало изрезано, и преобладанием в составе рыхлых песчаников и песков, прикрытых кое-где лёссовидными суглинками. Оршанско-Кокшайская волнистая равнина сложена, главным образом, мергелями и глинами татарской толщи. Долины в ее пределах широки и довольно глубоки, с преобладанием мягких покатых склонов, со значительным развитием покровных суглинков. Рельеф района всецело эрозионного происхождения, причем ясно намечаются две стадии — более древняя, связанная с работой широких флювиогляциальных потоков вюрмской эпохи, и более новая стадия омоложения рельефа.

Антеклинальный вал сопровождается брахиантеклиналями, как бы насаженными поверх вала. Эти образования Добрынин относит к третичному периоду. За это говорит геологическая юность форм, не позволяющая считать их более древними. С другой стороны значительно разработанные речные долины указывают, что речная сеть развилась в ледниковое время, т. е. возвышенность вала уже существовала в эту эпоху.

Пестрые мергели в настоящее время отсутствуют на Вятском увале. Но если допустить их прежнее наличие, то высота увала увеличится на 100 м. Кротов полагает, что смыв этой толщи происходил под действием абразии и денудации. Современный же рельеф выработался под действием только эрозии текучих вод. Последняя работала не только на поверхности, но и на некоторой глубине, вызывая образование многочисленных провальных ям, долин и оврагов.

Наряду с возвышенностями, которые образовались от расчленения увала, встречаются также холмы и плоские увалы аккумулятивного происхождения, сложенные ледниками суглинками и песчано-галечными толщами. Они являются останцами от размыва общего покрова ледниковых отложений. Сами останцы также в значительной мере пострадали от размыва. Эти холмы известны у местных жителей под названием «пуг», «дресвяных гор» и отмечаются как неплодородные участки.

Кроме Вятского увала, Добрынин отмечает еще четыре возвышенных зоны. Наиболее крупной из них является вал меридионального направления, проходящий в истоках Камы (300 м) и Чепцы. Он имеет тектоническое происхождение и проходит параллельно Вятскому увалу, продолжаясь на юге в Ижевском районе. Высота его 200—250 м. Добрынин называет его Верхнекамским. Вторая возвышенность проходит широтно к северу от Чепцы, к востоку от г. Кирова до истоков Камы. Высота ее 200—265 м. Происхождение ее отчасти эрозионное, отчасти ледниковое (древняя конечная морена). Третья возвышенность протягивается в ВСВ направлении в полосе Северных увалов (200—210 м). Происхождение ее ледниковое — древняя конечная морена. Четвертая возвышенность, прерывистая, проходит к югу от Чепцы на водоразделе ее с системой рр. Кильмези и Вятки. Происхождение ее также ледниковое.

Притоки Вятской Пижмы — Ярань, Иж, Немда — текут в меридиональном направлении и имеют хорошо развитую систему притоков с левой стороны, тогда как притоки правой стороны необычайно малы. Кротов объясняет это тем, что вдоль Вятского увала с севера на юг проходит ряд сбросовых трещин, которыми и воспользовались упомянутые реки. Так как при этом западные крылья сбросов оказались опущенными, то поэтому воды и стали течь преимущественно в восточном направлении. Зигзагообразное течение Немды Кротов объясняет наличием изгибов сбросовой трещины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрынин Б. Ф., Геоморфология Марийской автономной области, Земл., 35, в. 2 и 3. М. 1933. 2. Кротов П. И. Вятский увал, Земл., 1, кн. 3. М. 1894. 3. Кротов П. И. Оро-гидографический очерк западной части Вятской губернии в пределах 89-го листа, ТГК, 13, № 2. СПБ. 1894.

6. ВЯТСКО-КАМСКАЯ РАСЧЛЕНЕННАЯ РАВНИНА

Эта область охватывает бассейн нижней Камы до Перми, бассейн нижней Вятки и часть Волжского бассейна. Она ограничена с востока р. Камой до устья р. Белой, с запада р. Иletью и Волгой, на юге граница идет от устья р. Черемшана к устью р. Белой, на севере граница идет от устья р. Кильмези к г. Перми.

Административно область занимает часть Удмуртской республики, часть Татарской республики и часть Свердловской области.

К востоку от рр. Иletи и Юшты местность становится неровной и высокой, разделенной речками на водораздельные пространства, вытянутые с СВ на ЮЗ. Местами на этой изрезанной местности под-

нимаются отдельные округлые холмы, являющиеся высшими точками края (до 200 м абс. выс. и 25 м отн. выс.). По Нечаеву, образование этих холмов можно объяснить куполообразным вздутием цеихтейновых известняков. В общем же рельеф обусловлен развитием денудационных процессов. Здесь множество маленьких речек, ручьев и оврагов. Течение их быстрое, так что р. Ильтя, например, зимою местами не замерзает. Долины резко очерчены и глубоко врезаны, оставляя узкие водоразделы.

Местность, расположенная по правому берегу нижней Вятки, в окрестностях Мамадыша, описывается Нечаевым как типичная равнина, сильно изрезанная проточными водами. Огромное количество речек и оврагов врезано в толщу мергелей, глин и песчаников. Имея широкие склоны, долины сильно расчленяют поверхность страны, скрывая ее равнинный характер. Путешественник, пересекающий незначительные, узкие водоразделы маленьких речек, может подумать, что он пересекает горные хребты. Но на более широких водораздельных пространствах вся иллюзия горных хребтов пропадает. В некоторых прежних описаниях высказывались мысли о связи местных возвышенностей с Уральскими горами (Лаптев, Рычков, Эрман, Мурчисон, Людвиг, Орлов). Нечаев установил, что неровности рельефа объясняются исключительно эрозией, а наблюдавшиеся прежними исследователями следы дислокаций являются последствиями оползней и местных сдвигов, вызванных подмыванием. Последний процесс развит здесь в значительной степени, так как пестрые мергели очень богаты водою, вследствие чего возникает огромное количество оврагов, ручьев и речек с большим падением и быстрым течением, глубоко врезающихся в породы. В долине Камы и ее больших притоков весьма развиты оползни, создающие особый тип ступенчатых склонов. Оползни бывают многоярусные, различного возраста. По наблюдениям Каштанова, нижние, самые древние, имеют высоту 11 м (у д. Усть-речка), оползни второго яруса 28 м, третьего 52 м.

Долины рек и речек имеют здесь асимметричный характер, причем крутым склоном является, по Головкинскому, ЮЮЗ или ЮЮВ. Он объяснял это явление северным падением пермских пород. Нечаев показал, что это объяснение не может быть принято, так как имеется целый ряд долин, где положение крутых склонов противоречит этому допущению. Кроме того, асимметрия свойственна и долинам, идущим в меридиональном направлении, для которых, стало быть, падение пластов не должно бы иметь значения. Нечаев отвергает для долин последнего типа и объяснение Бэра, так как крутым у них является левый склон, а не правый. Нечаев для объяснения этого явления указывает на роль атмосферных вод, стекающих в русло речки по склонам (рис. 22). Эта роль особенно резко проявляется у малых речек, текущих по субсеквентным долинам. В этом

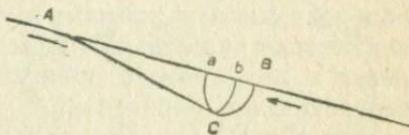


Рис. 22. Схема образования асимметричных долин.

случае приток атмосферных вод будет гораздо больше со стороны падения местности, чем со стороны подъема. Поэтому здесь будет развиваться отлогий берег, а на противоположной стороне — крутой. У оврагов асимметрия склонов развивается в том случае, если они подходят к долине под острым углом, причем крутым будет склон, обращенный к реке, так как он должен получать меньше атмосферных осадков. По наблюдениям Нечаева, в окрестностях Мамадыша и Малмыжа речки, текущие с ЮЗ на СВ, т. е. перпендикулярно главному водоразделу Вятка — Кама, не имеют заметной разницы в крутизне склонов. Если же речка течет в каком-либо ином направлении, то у нее пологим будет тот склон, который направлен к водоразделу. Возможные исключения из этого правила могут быть объяснены частными покатостями, не совпадающими с главным уклоном страны.

Страна между Вяткой и Камой имеет холмистый эрозионный характер, покрыта сетью логов и оврагов, сбегающих к широким речным долинам с хорошо развитыми террасами. В бассейне р. Кильмези Кротов указывает на наличие дюнного ландшафта с плоскими водораздельными холмами и увалами. Пески, слагающие дюны, образовались от разрушения пермских песчаников, хотя часто попадаются пески и ледникового происхождения с валунами. Кроме этих поэзетретичных образований, Кротов указывает на существование озерно-речных осадков, отлагавшихся в системе озерных бассейнов, связанных между собою протоками и сообщавшихся с Каспием в эпоху его наибольшей трансгрессии.

В северной части Сарапульского района Батаногов нашел холмы овальной формы, расположенные в ряд один за другим и сложенные валунными суглинками. Он приписывает этим холмам ововый характер. Тот же исследователь установил здесь три меридиональных области поднятий и две широтных, составляющих здесь главные водоразделы.

Речки, текущие в южной части края, имеют также асимметричные долины, причем левые склоны более круты, чем правые. Интересно указание Нечаева на долину р. Тоймы, текущей параллельно Каме на протяжении 25 км и отделенной от Камы полосою в 2—6 км шириной. У Тоймы возвышенный берег левый, а у Камы правый.

Долина Волги ниже Камского устья и долина Камы имеют огромную ширину, что Попов объясняет абразионной работой плиоценового моря, образовавшего здесь длинный залив. Эти крупные реки края имеют три террасы, хорошо и непрерывно выраженные только по левым берегам, а на правых представленные только обрывками, прислоненными к уступу коренных пород. Средняя из трех террас наблюдается реже прочих и хуже выражена. Долины притоков также имеют по три террасы. Высота верхней террасы колеблется в пределах от 30 до 50 м над уровнем Волги. Высота средней (надлуговой) от 12 до 30 м. На Волге средняя терраса везде прислонена к верхней. Нижняя терраса (пойма) не превышает 8 м.

Вершины большинства рек лежат в широких еланевидных долинах, причем береговые уступы обычно выражены нерезко. Иногда только самая верхняя часть долины имеет характер каньона. На водоразделах нередко встречаются следы древних речных долин. Наблюдения, производившиеся 20 лет спустя после Кротова, обнаружили местами резкие изменения речных русел. Приводимый здесь рисунок (рис. 23) иллюстрирует изменение течения р. Кильмези около устья р. Валы (I момент — 70-ые годы XIX столетия, II — 90-ые годы, III — современное русло).

Левобережье Камы в области пермских отложений, от устья р. Белой до Черемшана, имеет рельеф, сходный с рельефом правого берега. Большая часть поверхности представляет здесь равнину, сильно рассеченную оврагами и долинами, благодаря чему местами наблюдается почти горный рельеф. Постепенно снижаясь к северу и западу, поверхность переходит в почти ровные низменности низовий р. Ика и Камы.

Область, занятая низиной Казанского Закамья, расположена по левому берегу нижней Камы и далее к югу по левому берегу Волги, в бассейне р. Черемшана. Долины Волги и Камы являются низменностями с большим количеством стариц и болот. Местность между Камой и Малым Черемшаном имеет в общем разнообразный рельеф: встречаются и высокие области и однообразные низкие равнины. Речки этого района иногда имеют узкие долины, причем берега их, сложенные пермскими породами, обыкновенно более круты и высоки. Постплиоценовые отложения придают равнинный характер занятым ими областям. Местность между Большим и Малым Черемшаном имеет холмистый характер. Далее к западу тянется равнинная полоса, продолжающаяся и на юга Черемшан. Формирование рельефа Кротов и Нечаев приписывают денудационным процессам и абразии каспийской трансгрессии. Уровень Каспия стоял во время трансгрессии на 160 м абсолютной высоты. Залив Каспия начал суживаться с востока на запад, потом отходил на юг, превращаясь мало-помалу в долину Волги.

Казанское Закамье сообщается узкой низиной около Казани с низиной по нижнему течению Оки, Цны и Мокши и вдоль левого берега Волги в пределах Горьковской области. Получается ряд впадин, которые, по Архангельскому, определяли направление ледниковых потоков, так как образование их указанный автор относит ко времени не позднее плиоцена. Поэтому в Приокской и Волго-Унженской низинах так сильно развиты пески. Через узкий казанский пролив могли проходить только глинистые частицы, которые и сложили сыртовые толщи между Казанью и Куйбышевым.

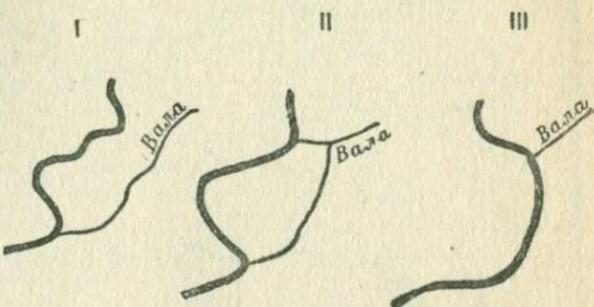


Рис. 23. Изменения в системе р. Кильмези.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батанов А. И. Оро-гидографический очерк Сарапульского уезда Вятской губ., Тр. Общ. ест. при Каз. унив. 1911, в. 2. 2. Нечаев А. В. Геологические исследования северо-западной части Казанской губ., Тр. Общ. ест. при Каз. унив., т. 25, 1893. 3. Нечаев А. В. Геологические исследования Елабужского уезда, Тр. Общ. ест. при Каз. унив., т. 19, 1888. 4. Нечаев А. В. Геологические исследования Мамадышского уезда, Тр. Общ. ест. при Каз. унив., т. 23, 1892.

7. ПРИВОЛЖСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ

Эта область вытянута в меридиональном направлении от Волги на юг до Волго-Донской перевалоки, т. е. до того места, где Дон и Волга близко сходятся своими излучинами. Приблизительно посередине области протекает река Сура, к югу от которой проходит верхнее течение р. Медведицы (рис. 24).

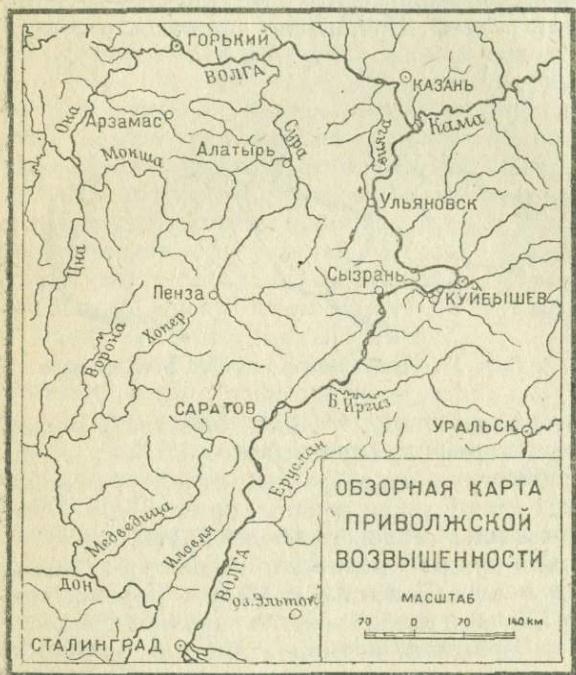


Рис. 24.

ток Мокши) у г. Керенска в виде отрога, идущего затем между истоками рр. Мокши и Вороньи. Севернее началом Приволжской возвышенности является гряда, идущая по левому берегу р. Суры, между нею и истоками Мокши, Исы и Инсара, и сложенная меловыми отложениями, на которых кое-где сохранились островки палеогена.

Поверхность области имеет сложный пересеченный рельеф, послуживший основанием для выделения этой области под названием Приволжской возвышенности. Происхождение ее тектоническое, и все крупные части ее рельефа обязаны своим происхождением тект-

На западе Приволжская возвышенность начинается в истоках р. Вада (при-

нике. По Архангельскому, направление Волги ниже Самарской Луки определяется дислокациями. Правый берег — область поднятия, левый — опускания. Высоты на запад от Волги колеблются в пределах от 200 до 380 м, а на восток от 125 до 170 м к северу от Камышина и от 20 до 40 м к югу от этого города. Образование Волжской долины связано, таким образом, с меридиональным расколом, который произошел, по Мазаровичу, в межледниковую эпоху между вторым и третьим оледенениями. Этот раскол прошел от Чалон-Хамура вдоль восточного склона Ергеней и далее вдоль Волги. Вероятно, тогда же произошел и сброс вдоль южного края Общего Сырта. Разломы правого берега имеют дугообразную форму (р. Даниловка, овраг Беленький, Пролейско-Щепкинский грабен и др.). Они изображены на карточке Шатского (рис. 25). Выше Самарской Луки правый берег соответствует антиклинали, которая была открыта Головкинским и исследована Мазаровичем.

Постепенно повышаясь с запада, местность круто и резко обрывается на север и на восток, образуя крутые правые берега Волги. Геологическую основу области составляют палеозойские осадочные породы, а именно: пермские пестрые руухляки и известняки на севере и карбоновые известняки на юге. Выходы пермских пород повсеместны, но карбоновые породы прикрыты юрскими, меловыми и третичными отложениями. Последние представлены озерно-болотными, речными, флювиогляциальными осадками и мореной. Морена не считается с современным рельефом, но на востоке не покрывает высот выше 275 м. Вдоль р. Медведицы, в южной части Аткарского района, идет гряда холмов конечной морены, состоящей из валунов, которые встречаются местами в таком изобилии, что местность напоминает северные ландшафты. Нагромождения валунов встречаются также на Александровском хребте. К югу от этого хребта у с. Меловатки имеется невысокий конечноморенный вал. Мазарович объясняет эти образования напором ледника на Доно-Медведицкий вал, который оказывал препятствие его продвижению. Кроме того, ледниковые валуны встречаются в Сталинградском районе, на Ергенях, на Сало-Манычском водоразделе и на Сало-Донском водоразделе. По Архангельскому, ледник продвигался южнее Камышина далее на восток. Мазарович считает, однако, все указания на продвижение ледника восточнее Суры и Медведицы несоответствующими наблюдаемым фактам. Вследствие удаленности от центра оледенения продвижение ледника происходило здесь спокойно, с незначительной эродирующей силой. В восточном направлении ледник постепенно становился тоньше, вследствие чего здесь нет конечных морен, а донная морена постепенно выклинивается. Неболь-

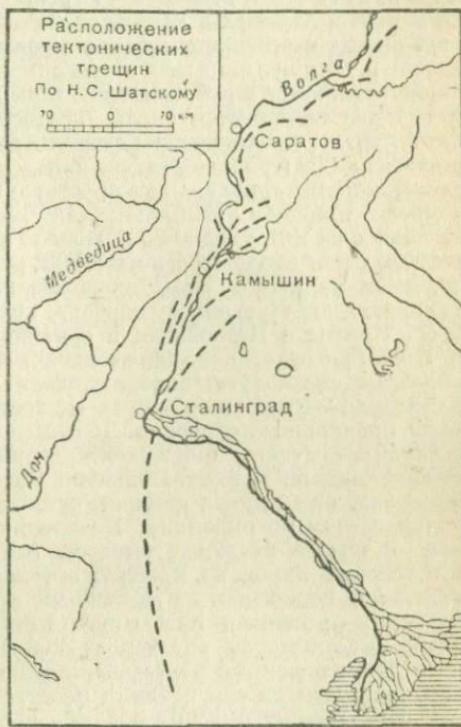


Рис. 25.

шая скорость продвижения ледника была причиной и того, что здесь не наблюдаются холмистые ландшафты донной морены, которая отлагалась ровным слоем.

По Архангельскому, преобладающей формой дислокаций правого берега Волги являются пологие и широкие антиклинали, обычно несимметричные и изогнутые. Сбросы сравнительно редки. Все дислокации можно свести в одну систему — Волго-Донскую, которая состоит из параллельных складок, идущих из центральных частей Союза сначала с СЗ на ЮВ, а затем, подходя к Волге, меняющих свое направление на южное и юго-западное. Концы складок образуют Приволжскую возвышенность. В восточной части система пересекает ульяновско-саратовскую синеклизу, т. е. широкий и пологий синклинальный изгиб пластов, ось которого идет от верховий р. Суры на ЮЗ к Кузнецку и к среднему течению рр. Узы и Кадады. Пересекая синеклизу, складки сильно уменьшают свою амплитуду, а затем вновь становятся резкими и меняют свое направление. Первая из складок начинается Сурско-Мокшинским поднятием (выходы карбона по Мокше и Алатырю). Вторая складка начинается у Мурома и идет в виде вала карбоновых известняков на юг к Касимову, затем вдоль Цны и по нижнему течению р. Выши (цинская антиклиналь). По мере приближения к синеклизе карбон сменяется юрой, нижним мелом и т. д., а пройдя синеклизу, выходы юры и карбона появляются вновь. Третий складкой является Доно-Медведицкая антиклиналь, продолжение которой Архангельский предположительно проводит и далее на СЗ. Причиной изгиба складок на ЮЗ была, вероятно, древняя система дислокаций меридионального простирания. Из Тамбовского района к г. Камышину подходит широкая антиклинальная складка — Доно-Медведицкий вал, который, загибаясь на ЮЗ, уходит по р. Иловле в Донскую область. От места его поворота отходит отрог вдоль Волги на ЮЮЗ, резко выраженный по р. Голой, с крутым падением на восток. Эта Доно-Медведицкая полоса антиклиналей представляет длинную изогнутую полосу карбона, юры и мела, начинающуюся на р. Медведице у с. Кресты и Песковатки и оканчивающуюся на Дону между Перекопской и Ново-Григорьевской. Здесь дислокацией захвачены породы от карбона до палеогена, причем углы падения доходят до 50—60°. Простирание на севере — ССЗ, в середине — СВ, на юге — ССВ. По восточному крылу палеогеновые породы разбиты продольными сбросами. Доно-Медведицкая антиклиналь представляет образование необычного типа. Архангельский рассматривает ее как форму, переходную от антиклинали к валу. Поднятия здесь или вообще очень пологи, без крутых наклонов, или крутые наклоны существуют, но сосредоточены в сравнительно узкой полосе по окраинам. Мазарович считает эту дислокацию дизьюнктивной. В основе ее лежат выступы (горсты) каменноугольных пород. Наклон мезозойских пород на крыльях объясняется в случае небольших углов падения условиями отложения на наклонных краях сбросовых глыб, а в случае крутых падений — местными явлениями. Южную часть дислокации — Донское поднятие — Семихатова определяет как обширный купол, вытянутый с ЮЮЗ на ССВ и сложенный палеозойскими породами. Ядро купола осложнено по оси антиклинальными изогнутиями пластов и сбросом небольшой амплитуды.

По высокому правому побережью Волги имеется серия сбросов в бассейне р. Балыклей, где Шатский установил длинный и узкий грабен. Продолжением его служит грабен в Сталинградском районе, между Александровкой и Пролейкой. Вообще весь правый берег от Саратова до Сталинграда является, по-видимому, крылом меридионального сброса, продолжающегося и далее к югу по Ергениям. Фактически, однако, существование такого сброса не может считаться доказанным.

Долина Дона имеет сначала поперечный характер, а потом продольный. Таким образом, направление этой реки обусловлено тектоническими причинами. Если ехать из Сталинграда на Калач, то местность сразу заметно повышается, а спуск к Дону почти незаметен. Таким образом, линия водораздела придвигнута к Волге. В связи с этим балки волжского бассейна отличаются большой глубиной, хотя и коротки, тогда как балки донского бассейна менее глубоки, но длинны. Наибольшей ширины водораздел достигает

на пространстве между Хопром, Медведицей и Волгой, а к югу переходит в так называемую Волго-Донскую переволоку и затем возвышенности Ергеней. Поверхность водораздела местами распадается на ряд кряжей. Так, высокий холмистый кряж идет от Саратова вдоль Волги до Камышина. Несколько кряжей тянется между Камышином и р. Иловлей, между Иловлей и Медведицей. Эти кряжи то близко подходят к рекам, составляя их берега, то удаляются от них на 5—7 км, образуя ряд террас. Высота их в среднем 30—70 м над уровнем реки, но отдельные точки достигают 180 м высоты. Сложены они глинистыми и песчаными породами третичного возраста. Возвышенности здесь имеют округленные формы. Встречающиеся на них выдающиеся точки — «шиханы» — являются также мягко закругленными выпуклостями с широкими площадками на вершине. Слоны кряжей, обращенные на север, круче тех, которые ориентированы на юг, а восточные склоны нередко спускаются обрывом к Волге, принимая скалистый вид.

Расширение Приволжской возвышенности к северу и сужение ее к югу вполне объясняются расположением антиклиналей.

Наиболее повышенные точки находятся около Аткарска (395 м), в Хвалынском районе (520 м), на Сызрано-Сурском водоразделе и в южной приволжской части Сызранского района (отмалы). По Архангельскому, наиболее высокие точки приурочены к областям наибольшего поднятия. Так, в Камышинском районе точки в 300—325 м находятся на резко очерченных гребнях нижнемеловых песчаников. Котловины в Камышинском и Аткарском районах (Кресты, Новая Гололобовка, Морозово, Нижняя Добринка) и в бассейнах рр. Курдюма и Чердымы находятся также в области наибольшего поднятия. Архангельский считает их антиклинальными разрывами.

По правому побережью р. Суры расположено Лесное Засурье или Засурские леса, где проходит Волжско-Сурский водораздел (наивысшая точка 228 м). Этот водораздел в общем идет параллельно Суре, но отдельные части его расположены в различных направлениях. Здесь среди глубоких оврагов встречаются водопады и настоящие горные речки, как Иреть, имеющая падение 4 м на 1 км. Главными коренными породами Засурья являются нижнемеловые мергелистые глины. Они прикрыты дюнными и речными песками и составляют одну из причин необыкновенного изобилия здесь подпочвенных и ключевых вод, благодаря чему развивается и богатая растительность. Самая северная часть Засурья, прилегающая к Волге (Васильсурск-Козьмодемьянск), является расчлененным плато. Оно ограничено с СВ, СЗ и ЮЗ высокими и крутыми обрывами, падающими к долинам Волги и Суры. Плато вдается мысом в излучину Волги. Последниковый спад вод и глубокое врезание Волги сильно оживили эрозионные процессы на плато. Добрынин отмечает здесь три стадии развития рельефа: работу широких ледниковых потоков, создавших покатые склоны по краям плато; работу потоков, связанных с Сурою, текшей когда-то на юг; работу потоков, связанных с Волгой и создавших наиболее молодые формы.

В связи с усиленным размывом замечается исключительное развитие оврагов, являющихся бедствием для района.

Речные долины северной части области были изучены Павловым, который обратил внимание на значительную ширину долин сравнительно с размерами рек и на обширное развитие так называемых боровых песков, т. е. песков, отделяющих пойму или русло реки от коренного берега. Боровые пески сопровождают пойму сплошной или прерывистой полосой и имеют весьма характерный рельеф. Здесь наблюдаются гряды песка, более или менее изогнутые и разделенные долинками или болотцами, нередко принимающими форму вытянутых и искривленных впадин. Пески обычно покрыты лесом, так что не всегда можно наблюдать описанный рельеф во всех деталях. Боровые пески такого характера сопровождают долину Суры

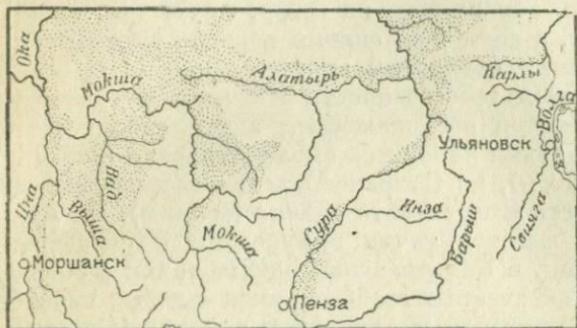


Рис. 26. Распределение песков по правым притокам Волги.

между Пензой и с. Порецким, долины Алатыря, Мокши и других рек. Павлов полагает, что эти пески откладывались потоками ледниковой эпохи, текшими на север и встречавшими здесь запруду в виде края ледникового языка. Край этот проходил, вероятно, западнее Суры. Запруженные потоки широко разливались и искали выхода

по долинам боковых речек и по пониженным частям водоразделов, где возникали протоки или каналы, располагавшиеся параллельно краю ледника и отводившие воды в тот поток, который обходил ледниковый язык с востока. Современные реки Цна, Мокша, Сура унаследовали ложа древних меридиональных потоков. Расположившиеся между ними широтные полосы песков вдоль рек Алатыря, Бездны, Люли и Карлы являются отложениями соединительных протоков, по которым устремлялась вода в долину древней Свияги, обходившей ледник с востока. Такая же широтная полоса песков, несколько севернее вдоль рр. Теши, Сережи и северной ветви р. Пьяны, свидетельствует о том, что подобная история повторилась еще раз после отступления ледника на север (рис. 26).

Рельеф этих песчаных пространств в настоящее время осложнен работой ветра, нагромоздившего местами гряды дюн. Всюду, где песчаные образования лишены растительного покрова, идет работа разведения. Наибольшего развития деятельность ветра достигает в бассейне р. Сызрана, в верховьях рр. Барыша, Изы и Свияги, где большие пространства покрыты сыпучими песками.

Таким образом, песчаные пространства этого края через долину Алатыря имеют сообщение с Мокшинской низиной, являясь ее продолжением. Эти песчаные пространства напоминают Полесье. Про-

езкая по Сурским лесам, приходится то пересекать ровные горизонтальные площади, то перебираться через песчаные холмы, то вязнуть в болотах (Кужецкое Полесье). Между Сурою и Свиягою почти нет водораздела. Весною дикая болотистая местность почти непроходима. Далее на восток, у Казани, низина узким проливом соединяется с пониженной областью Казанского Закамья, идущей на юг до Самарской Луки. Здесь эта аллювиальная равнина полесского типа суживается, а затем вновь расширяется и переходит в Прикаспийскую равнину.

В районе вышеупомянутой р. Пьяны развиты карстовые явления. Берега этой необычайно извилистой реки изобилуют провалами и пещерами, развивающимися в пермских известняках. Особенно резкое развитие карстовый ландшафт принимает близ д. Ичалки, в Нейдгардовом бору, где местность представляет чередование узких хребтов и провалов, делающих бор почти непроходимым. Из встречающихся здесь пещер особой известностью пользовалась Барнуковская пещера, постепенно уничтожающаяся производящимися здесь ломками алебастра. Карстовые явления сильно развиты также в районе Арзамаса, по водоразделу Теши и Сереки, а также и по долинам этих рек.

Местность между Свиягой и Волгой заполнена системой высоких гребней, расположенных без всякой видимой правильности. Наибольшей высоты достигают Услонские горы (219 м), расположенные в северной части. Далее к югу, на широте г. Тетюши, рельеф смягчается, но затем снова становится гористым. Окраина водораздела, известная под названием Городищенских и Ундорских гор, падает к Волге неправильно очерченными террасовидными уступами, возникшими вследствие оползней, свойственных юрским и меловым породам.

Долина Свияги представляет широкую низину, далеко заходящую в область свияжско-сурского водораздельного плато по левым притокам Свияги — Карле, Буле, Бирле, Кубне, Аре и Буве. Юго-западная часть равнины разбита оврагами на обширные и довольно высокие выпуклины, не нарушающие, впрочем, равнинного характера страны.

Некоторые части Пензенского района изучались Борзовым, который отмечает, что развитие форм здесь определяется: 1) геологическим строением и относительной твердостью слагающих пород; геологическое сложение обусловливает обилие и близость грунтовых вод, густоту речной сети и расчленение рельефа; 2) первоначальным уклоном первичного плато, определившим асимметрию склонов; 3) близостью к основному базису эрозии и высотою плато над ним. Детали обусловлены свойствами пород. Рыхлые песчаные толщи дают расплывчатые, едва намеченные формы. Плотные, опоковидные породы создают крутобокие, листистые формы, богато расчлененные, с ветвистыми короткими овражками. По линиям смены пород возникают террасовидные уступы. Вытянутые и пологие делювиальные склоны характеризуются равнинностью и каньонообразными оврагами, причем овраги роются на дне старых балок.

Это указывает, что рост оврагов — явление новое. Согласно общего уклона плато на запад междуречные части идут полого на запад и круто на восток. Плотность подстилающих пород (опоки) вызывает преобладание делювиальных процессов над эрозионными. Водораздел между Волгой и Доном здесь слабо выражен в рельефе. Он представляет мягковолнистую степь. Плато переписано едва вдавленными балочками противоположных склонов. В общем рельеф вполне выработанный.

К северо-западу от г. Ульяновска начинается лесостепная область, иная и по рельефу и по характеру пород. Здесь севернее Ульяновска развиты нижнемеловые глины, сохранившие кое-где на себе острова верхнемеловых и третичных отложений, на которых мощным слоем залегает чернозем. Южнее Ульяновска начинают преобладать верхнемеловые мергели и белый мел. На них сначала в виде отдельных холмов, а затем сплошными полосами выступают кремнистые глины с опоками и трепелами, пески и песчаники третичного возраста. Эти породы обычно слагают живописные возвышенности, поросшие сосной и дубом.

Лежащий еще далее к югу Южноульяновский водораздел является одним из самых высоких не только в Поволжье, но и во всем поясе. Его абсолютная высота в среднем равна 275—300 м, наибольшая высота 344 м, а колебание рельефа на нем достигает 250 м. На западной стороне его берет начало Сура, на северо-западе реки Барыш и Сырбарыш, на севере и востоке Малая и Большая Свияги, на юго-востоке Сызран с притоками. По рельефу этот водораздел представляет собою высокое плоскогорье, рассеченное широкими и глубокими речными долинами, благодаря чему местность принимает почти горный характер. Второстепенные водоразделы имеют вид куполов с плоскими вершинами и округлыми склонами. На поверхности водоразделов во многих местах виднеются «мары» — отдельно стоящие холмообразные вершины, иногда соединяющиеся в ясно выраженные гряды.

Водораздельное плато верховий Барыша протягивается далеко на север двумя полосами. Восточная полоса — водораздел Барыша и Свияги (250 м) — доходит до р. Якли, постепенно суживаясь в узкий хребет. Западная полоса (290 м) проходит между Барышом и Сурою, слабо понижаясь.

Милановский так описывает вид на север с высот правого берега Барыша против г. Карсуна: «насколько хватает взор, виднеются белоснежные меловые гряды, встающие одна за другую почти до самого горизонта, точно отдаленные снежные хребты, сходство с которыми бывает особенно сильно в те летние знойные дни, когда дали затягиваются сизоватой мглой — сухим туманом». Такие же живописные меловые гряды имеются в районе сел Кадышова, Горинок и Беловодья на правом берегу Суры.

Характерным элементом рельефа в верховьях Барыша являются структурные террасы. От водораздельного гребня к долинам идут пологие склоны, чередуясь с крутыми уступами. Эти террасы возникли от денудации пород различной стойкости.

Образование их Мазарович объясняет процессом абляции, т. е. смыва возвышенностей, который имел сильное развитие в Поволжье после каждой ледни-

новой эпохи, когда страна испытывала сильное иссушение, а почвенный покров был развит слабо.

Долины имеют асимметричное строение, как это свойственно всем долинам Поволжья. Асимметрия свойственна не только речным долинам, но и балкам, и оврагам, и разделяющим их водоразделам. Один из склонов долины бывает несравненно круче и короче другого. Крутой склон водораздела на коротком расстоянии от долины поднимается над нею на несколько десятков метров, тогда как на пологом склоне подъем продолжается на протяжении в несколько километров. Круты склоны резко ограничивают долину и образуют почти отвесные стены, пологие же или незаметно сливаются с поймой или отделяются от нее нерезко выраженной, наклоненной к реке террасой.

Архангельский утверждает, что асимметрия не зависит ни от условий залегания, ни от закона Бара, а строго связана с ориентировкой склонов по странам света, выражаясь наиболее резко у широтных долин и водоразделов, где крутые всегда являются склоном, обращенным на юг. У меридиональных долин оба склона нередко одинаково круты. В случае асимметрии крутым оказывается то восточный, то западный. На крутых склонах развиваются в коренных породах овраги, на пологих склонах — в делювиальных суглинках — ветвистые балочки. Мазарович связывает явление асимметрии с процессом абляции и накоплением делювиальных масс. Процесс абляции идет более интенсивно на освещенном склоне, т. е. обращенном на юг, а накопление делювия — на противоположном склоне.

К востоку от Южноульяновского расположен Сенгилеевский водораздел с высокими и широкими перевалами, изрезанными глубокими и труднопроходимыми оврагами. Широкая полоса меловых холмов окаймляет район с востока вдоль берега Волги и с юго-востока вдоль подножия Жигулевских гор. Последние являются крайним восточным выступом Приволжской возвышенности. Они будут описаны ниже как отдельная область. К северу от них возвышенности близко придвигнуты к Волге. Они известны под названием Новодевичьих, Сенгилеевских, Кременских гор.

На юг от долины Сызрана местность сложена юрскими породами, которые накрываются меловыми отложениями. Белые пласти мела образуют в общем ровную поверхность, покрытую ковыльной степью. На ней местами поднимаются отдельные конусы до 50 м высотою, известные под названием «отмалов». Эти отмалы покрыты по большей части мелким лиственным лесом (дуб, береза, осина). Происхождение отмалов объясняется наличием на их вершинах третичных песчаников, которые предохраняют от размыва нижележащую толщу мела.

Далее местность принимает еще более холмистый характер, и на поверхности мела по водоразделам Волги и Терешки, Медведицы и Терешки появляются гряды высоких лесистых холмов, сложенных серыми глинами, зеленовато-серыми и белыми песками третичной системы.

Балочная и овражная сеть развита очень значительно, но неравномерно. По побережью Волги балки чрезвычайно часты, глубоки, ветвисты и интенсивно размываются. Местами они образуют

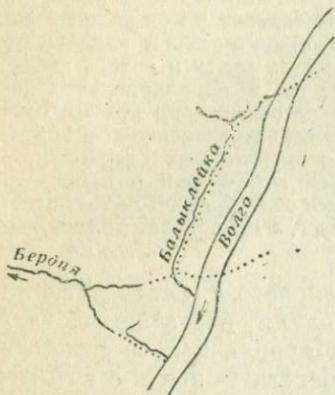
настоящие ущелья, разбивая высокое побережье на ряд гребней, бугров и куполов. Вершины балок часто оканчиваются в обширных поросших лесом водосборных цирках, которые внедряются в высокий Волго-Донской водораздел. Резкий уступ водораздела, образующийся таким образом, носит название «венцов». Резкие формы рельефа свидетельствуют о его молодости. Начало его формирования, по Мазаровичу, относится к началу рисской ледниковой эпохи, после заволжского опускания.

Рельеф местности в бассейнах Иловли и Медведицы отличается мягкостью и выработанностью.

Мазарович обратил также внимание на крайне небольшую высоту Волго-Донского водораздела в верховьях р. Камышинки — 10—15 м над поймой р. Иловли. Долина р. Камышинки имеет ряд аномалий — она очень узка в среднем течении, а в верховьях резко расширяется, образуя раструб, сливающийся с долиной Иловли.

Эти и другие факты указывают на то, что прежде Камышинка текла в обратном направлении — с востока на запад, на более высоком уровне, и впадала в Иловлю. Верховья ее лежали далеко на восток. В связи с опусканием Заволжья верховья были уничтожены, базис эрозии резко понизился, и Камышинка потекла на восток в Волгу, причем ее долина оказалась переуглубленной — теперь река течет в узком каньоне без поймы. Остатки древней долины видны на большой высоте. Овражная сеть была захвачена новым потоком и вовлечена в волжский бассейн. В настоящее время верховья Камышинки усиленно размываются, а так как они лежат только в 6 км от Иловли, то естественно, что в дальнейшем Иловля будет обращена в приток Волги.

К северу от Камышина имеются следы аналогичного процесса. И здесь почти половина левого склона долины Иловли срезана Волгой и подвергается усиленному размыву по линиям



древнего стока, но в обратном направлении. Подобные же явления наблюдаются и к югу от Камышина, в системе незначительного притока Иловли, р. Бердии, которая потеряла свое верхнее течение (р. Балыклейка). Бушинский указывает, что р. Балыклейка в верховьях имеет местами только два метра в ширину, а иногда даже вовсе пересыхает, тогда как долина ее достигает в ширину 2—3 км и имеет древние террасы. Те же аномалии наблюдаются и в долине р. Бердии (рис. 27). Все эти факты свидетельствуют о том, что к востоку от Иловли существовала очень высокая страна, с которой стекали реки на запад.

Побережье Волги к югу от г. Вольска дает также ряд поучительных фактов, указанных Мазаровичем. Это побережье представляется в виде кругого откоса, вышиною в 70—80 м. Балки, пересекающие этот откос, имеют продолговатый профиль, совершенно не приуроченный к современной Волге. Это — висячие балки, устья которых прорезаны современным оврагом. Кроме того, здесь можно наблюдать на высоте в 60—70 м перерезанные водосборные цирки, верховья балок, перерезанные замершие овраги. Все эти формы рельефа не имеют никакого отношения к долине современной Волги. Только местами в эти цирки врезаются крутые промоины современного происхождения. Очевидно, что Волга перерезала здесь какую-то сильно пересеченную страну — перерезала и низкие части, и холмистые водоразделы балок, и самый водораздел (у Марксштадта), ставший в настоящее время водоразделом Волги и Терешки. Формы этой страны чужды Волге и связаны с системой какой-то реки, текшей к востоку от Волги (рис. 28).

Подобные факты наблюдаются и севернее — в районе Сызрани, Ульяновска. Все эти процессы происходили, по Мазаровичу, в самом начале рисской эпохи. Возвышенная страна, лежавшая к востоку, была смыта абразией каспийских трансгрессий и эрозией при низком уровне Каспия. Возможно, что колоссальный размыв был связан с тем, что в мидельскую и рисскую эпохи здесь проходили огромные количества ледниковых вод, производивших большую разрушительную работу.

Смена геологических пород вызывает резкое изменение форм рельефа. Так, если овраг в низовьях прорезает юрские глины, то он имеет значительную ширину, пологие бугристые склоны, осложненные оползнями. При переходе оврага в железистые песчаники и пески неокома склоны становятся круче, овраг глубже, дно его уже. Врезаясь в песчано-глинистую толщу апта, овраг расширяется, стени его становятся отвесными, но не отличаются высотой. Если вершина его сложена делювиальными суглинками, то она сильно ветвистая, с отвесными стенками. В мергелих тура на овраги имеют V-образную форму и начинаются среди степи внезапно глубокой рытвой. В опоках овраги принимают каньонообразную форму и сильно ветвятся.

Среди положительных форм Мазарович различает *услоны* и *хребты*. Услоном называется длинный и высокий склон, обусловленный выступами твердых пород, являющийся остатком когда-то более высокого уровня страны. Услоны не связаны с долинами рек или балок. Таким услоном является восточный склон водораздела Иловли и Медведицы в районе Гнилушинского купола. Образование услонов способствует и наклонное залегание пластов, так что они являются в этом отношении сходными с куэстами. Таков услон в Ульяновском районе, представляющий уступ плато, отступивший к югу под действием многочисленных притоков Суры и Алатыря. Хребты отличаются от услонов только тем, что они отрезаны от окружающей местности оврагом или балкой. Они совершенно сходны с куэстами. Так, Александровский хребет является куэстой в породах неокома. По наблюдениям Мазаровича, влияние геологического строения на формы рельефа к югу от Саратова сказывается чрезвычайно резко. Следя за формами рельефа, можно иногда догадаться о смене пород. Процесс, способствующий образованию услонов и куэст, Мазарович называет *абляцией*, т. е. смывом, который имел особенно большое развитие в эпохи отмирания ледников.

О крутизне правого берега Волги упоминалось уже не раз. На нем особенно ясно сказывается закон о подмывании правых берегов. Это подмывание идет настолько усиленно, что на памяти людей сохранилось множество доказательств этого процесса.

Так, река неоднократно отмывала части города Васильсурска, вследствие чего он был перенесен с невысокой террасы — «подола» — на высокий берег. То же бедствие испытали и другие города — Козьмодемьянск, Ульяновск,

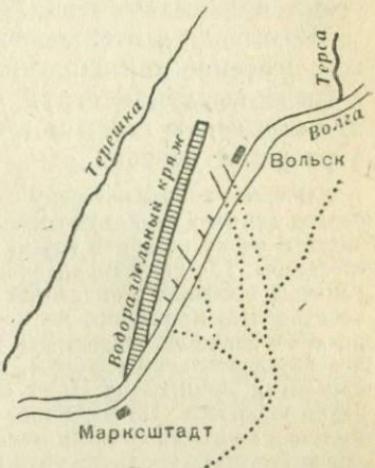


Рис. 28. Изменение правого берега Волги.

Вольск, Саратов, Сталинград и др. В Ульяновске в 1922 г. после сильных ливней на Конной улице вырос со страшной быстротой овраг во всю ширину улицы, а на другой улице в огромную промоину рухнул дом.

Левый берег реки, наоборот, постепенно расширяется в сторону реки. Города, построенные некогда на самом берегу, в настоящее время далеко отстоят от реки. Так, река отошла от Казани на 5 км, от Болгар — на 10 км. Вследствие указанной причины левый берег обычно низменный и широко заливается водою во время половодья. Поэтому большинство городов и поселений расположено на возвышенном правом берегу. За Саратовом правый берег Волги состоит из руляково-известняковых скал, почти отвесно спускающихся к реке на протяжении 400 км. Эти скалы — столбики — местами поднимаются на 150 м (у Камышина).

Намывная деятельность реки сказывается и в образовании островов, особенно при впадении притоков. Это объясняется тем, что при встрече волжской струи со струей притока течение замедляется, несомые водою песок и ил оседают на месте встречи двух струй, и образуется остров.

Острова разбивают реку на рукава и заставляют ее отклоняться в сторону, благодаря чему возникают извилины. Богнугая сторона извилины обычно обрызгиста и носит название «яра», противоположная выпуклая сторона называется «песками». Так как наибольшие глубины расположены у яров, то вся река в продольном профиле распадается как бы на ряд озер или плесов, соединенных неглубокими протоками на месте перехода реки от одного яра к другому на противоположном берегу. Эти протоки носят названия «перевалов» или, в случае незначительной глубины, мелей или перекатов. Наиболее мелкие места на перекатах называются также «шальгами». Положение и глубина перекатов нередко меняются. По мере того как яр подмывается рекой, ширина ее увеличивается и скорости течения меняются в различных местах. Вследствие этого могут возникнуть троякого рода явления: или нарастает противоположный берег, или образуются островки посередине реки — «осередки», или складываются песчаные выпуклые косы, прилегающие к яру. Между косою и яром образуется «затон». Осередки, нарастают год от году, превращаются в острова, которые обладают свойством постепенно перемещаться вниз по течению. При этом верхний их конец, размываемый, называется «приверхом», а нижний, низменный и намываемый, носит название «ухвостья». Подмывая два соседних яра одного и того же берега, Волга иногда прорывает отделяющий их перешеек и образует рукав — «воловжу», — по которому она и устремляется с большей силой, чем по старому руслу. Вследствие этого старое русло понемногу начинает замирать и превращается наконец в слепой рукав — старицу, после того как накопятся осадки в пункте его отделения от Волги. Когда и в нижнем конце старицы образуется плотина осадков, она совершенно отделяется от реки и превращается в прибрежное озеро — «ильмень».

Песчано-глинистые породы нижнего мела способствуют образованию оползней. Ширина оползневой полосы достигает местами 1,5 км, а длина доходит до десятков километров. Весь берег между коренной вертикальной стенкой и рекою покрыт многочисленными параллельными реке грядами и буграми, во впадинах между которыми нередко образуются болотца и озерки.

Из притоков Волги обращает на себя внимание р. Свияга, которая течет почти параллельно Волге на близком расстоянии, но в противоположную сторону. Обе реки, подмывая свои правые берега, все более сближаются, так что у Ульяновска расстояние между

ними только около 1,5 км, и город находится одновременно на берегах обеих рек. Различие в направлениях объясняется тем, что Волга в сущности, принадлежит уже не Приволжской возвышенности, а Заволжской низменности, общий уклон которой идет к югу, тогда как местность по правому берегу склоняется к северу.

Поперечный разрез Волжской долины у Сызрани дает три террасы вместе с поймой. Первая надпойменная терраса, сложенная, по Мазаровичу, отложениями лагунного и солоноватоводного типа, может быть увязана с теми террасами, которые сложены хвалынскими глинами. Терраса прослеживается и вверх по Волге, причем в верхнем течении ее слагает вюрмская морена. Таким образом, хвалынская трансгрессия соответствует вюруму. Около Сызрани эта терраса прислонена к третьей, имеющей высоту 40—50 м над рекой. Третья терраса сложена песками и часто прикрыта бурыми делювиальными суглинками, которые никогда не встречаются на второй террасе. Так как на юге у Саратова и Камышина хвалынские глины покрывают делювиальные суглинки, то эти последние древнее хвалынской трансгрессии. Существование в основании хвалынской толщи ательских суглинков указывает на одновременность отложения делювиальных и ательских суглинков. Следовательно, пески третьей террасы имеют хозарский возраст. Так как они прислонены к морене Донского языка, то хозарская трансгрессия проходила в рисское время.

К северу от г. Куйбышева вторая терраса имеет высоту 8—10 м, а третья — 80—120 м. Здесь она сложена мощной толщей песчаных накоплений. Поверхность ее представляет вогнутую равнину с озерами и болотами — древнее русло Волги.

По Г. Ф. Мирчинку, участок Волги между устьем Камы и Камышином является наиболее древним, доминдельским. Этот участок унаследован от древней Камы. Присоединение бассейна Волги выше Казани к нижней Волге произошло в рисское время, когда подпруженные ледником воды не имели стока ни на север, ни на юго-запад.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Среднее и нижнее Поволжье, Земл., 18, кн. 4. М. 1911. 2. Борзов А. А. Поездка в Пензенскую губ. летом 1916 г., Земл., 24, кн. 1—2. М. 1917. 3. Мазарович А. Н. Новые данные о системе свилякско-волынских дислокаций, Ежег. по геол. и минер. России, 14, 1912.
4. Мазарович А. Н. Основные черты строения северного конца Дономедведицкого вала. БМОИП, 1926. 5. Мазарович А. Н. Из области геоморфологии и истории рельефа нижнего Поволжья. Земл., 29, кн. 3—4. М. 1927. 6. Милановский Е. В. Геологический очерк Поволжья. Изд. Сабашниковых. М. 1927. 7. Милановский Е. В. Александровский гребень в южном Поволжье. Изв. Ассоц. н.-иссл. институтов при Моск. гос. Univ., вып. 2. М. 1928. 8. Милановский Е. В. Геология Волго-Донского водораздела, Волго-Донская магистраль, проект 1927—1928 гг., вып. 3, Ростов н/Д. 1930. 9. Милановский Е. В. Геологический путеводитель по Волге от Сталинграда до Саратова. Путеводитель экскурсий 2-й четвертично-геологической конференции. Под ред. Г. Ф. Мирчинк. ОНТИ. Л. 1932. 10. Можаровский Б. А. О характере залегания меловых и третичных отложений и природе тектонических нарушений в приволжской полосе камышинского и

сталинградского побережья Волги, 1925. 11. Можаровский Б. А. Геологические и гидрологические исследования на юго-востоке в 1926 г. Изв. Краев. инст., т. II, Саратов, 1927. 12. Осоков П. Формы поверхности и строение земной коры в пределах среднего и нижнего Поволжья и Заволжья, «Россия», т. VI, изд. Девриена, СПБ, 1901. 13. Павлов А. П. О рельефе равнины и его изменениях под влиянием работы подземных и поверхностных вод, Земл., 5, кн. 3—4. М. 1898. 14. Семихатова Л. И. К тектонике полосы Доно-Медведицких поднятий, ТГГРУ, 62, Л. 1931. 15. Семихатов А. Н. Геологическое строение водораздельного пространства рек Медведицы и Иловли, Зап. Геол. отд. Общ. любит. ест., II, М. 1913. 16. Шатский Н. С. Балыклейский грабен и дизьюнктивные дислокации южного Поволжья, Вестн. Моск. горн. акад., 1, № 1, М. 1922. 17. Янишевский М. Э. К изучению геологического строения Волго-Донского водораздела между Царицыным и Калачем, Тр. Общ. ест. при Каз. унив., в. 4, 1896.

8. ЖИГУЛЕВСКИЙ КРЯЖ

Самарскую Луку и Жигули мы выделяем по В. П. Семенову-Тяншанскому в особую область, несмотря на их незначительное протяжение, потому что, по указанию Никитина, это единственный настоящий, хотя и невысокий, горный хребет тектонического происхождения на всей равнине Европейской части Союза.

Жигули начинаются двумя холмами, после которых идет сплошной кряж, перерезанный местами глубокими буераками. Против с. Усолья поднимается крупная вершина — Карапульский бугор. Против Ставрополя стоит Молодецкий Камень или Курган, отделенный от кряжа буераком — Жигулевской трубой. Следующий Буерак — Морквашинский, а между ними возвышается Девичий Курган или Два Брата (213 м). С правой стороны Морквашинского буерака — Лысая гора (255 м). Третий большой буерак — Ширяевский — против Царева Кургана (79 м). За Ширяевским буераком Жигули, понижаясь, сворачивают к югу, а затем к западу, оканчиваясь Шелехметскими горами.

Если двигаться вдоль Волги к югу, то можно установить последовательную смену пород все более новыми. Но этот ряд пород от пермских до четвертичных резко нарушается в районе Жигулей выходом карбоновых известняков. Мы имеем здесь классический пример сброса, линия которого проходит по северному плесу Самарской Луки и продолжается от Ставрополя на запад и юго-запад, пересекает меридиан Сызрани несколько севернее города, выходит на реку Сызран и встречает реку Ардоватъ немного западнее Прасковьина. Последний выход палеозойских пород имеется на р. Крымзе. Но тем не менее дислокация продолжается далее на ЗЮЗ, как это установлено Павловым. Здесь по линии сброса выступают уже меловые породы, круто падающие под углом в 80° и граничащие с третичными, залегающими горизонтально. Из пород третичного возраста, как показали исследования Павлова, нижние горизонты были также захвачены дислокацией, вследствие чего можно сделать вывод, что сброс имел место в третичном периоде. Это подтверждает и Милановский, указывающий, что нижнетретичные слои затронуты дислокацией, а верхнетретичные (акчагыл) лежат спокойно. Архангельский относит дислокацию Жигулей к тому движению, которое вызвало опускание Заволжья. По Милановскому, сброшенная линия ниже с. Коптевки переходит на правый берег Сызрана и тянется вдоль него, а затем вдоль р. Канадеи, где сброс прослежен до с. Кочетовки. Пласти не везде разорваны, а по большей части образуют флексуру.

Отсутствие палеозойских пород к западу от Сызрани указывает на уменьшение амплитуды сброса. Выступающие здесь мезозойские породы подверглись разрушению, и поэтому продолжение сброса, столь резко выраженное геологически, почти не отразилось на рельефе местности.

Поднятие Жигулей происходило в эпоху миоцена и нижнего плиоцена. Наряду с Жигулевской дислокацией намечаются и еще две, однотипные, но меньшего размера — борлинская флексура в верховьях Усы и Сызрани, открытая Милановским, и краснососненская флексура, открытая Пермяковым у с. Красная Сосна в верховьях Инзы. Пермяков считает, что и Жигулевская дислокация вся целиком является флексурой, осложненной разрывами и смещениями. Вслед за поднятием массива сильно оживились процессы эрозионного размыва. За отступавшим на юг палеогеновым морем потянулась пра-Кама, которая стала искать обхода Жигулей с запада и отчасти по более пониженным опущенным участкам поперек массива. В плиоцене Жигули подверглись опусканию и были залиты Акчагыльским морем, превратившись в архипелаг островов. К этой эпохе можно отнести образование абразионной террасы на высоте 120—125 м. В начале апшеронской эпохи снова началось поднятие, вызвавшее отступление моря и глубокий размыт (русло Волги имело глубину 190 м). Таким образом, четвертичная история Волги у Самарской Луки характеризуется периодическими колебаниями, совпадающими более или менее с эпохами оледенений и с межледниковых эпохами. Во время оледенений происходили опускания, заполнение долины наносами и образование толщ аллювиальных террас накопления. В межледниковые эпохи происходили поднятия, переуглубление русла, образование уступов террас. Другой характерной чертой, по мнению Пермякова, является отодвигание русла на юг в глубь поднятой части Жигулевского массива, интенсивный подмыт и разрушение палеозойской толщи. Одновременно происходило и смещение долины с востока на запад.

Северный склон Жигулей сложен утесами фузулиновых и швагериновых известняков карбона, которые к югу быстро сменяются пермскими известняками с асфальтом и юрскими песчано-глинистыми отложениями. Мощность карбоновых отложений равна 170—190 м, пермских 120—150 м, юрских 130 м. Пермские пласты представлены также доломитами с прослойками и штоками гипса. Юрские породы местами совершенно смыты. Из более поздних отложений встречаются галечники, пески и глины акчагыла.

На известняках и доломитах палеозоя развиты карстовые явления. Этому способствует вторичный характер доломитов, так как при доломитизации порода уменьшается в объеме на $\frac{1}{8}$, благодаря чему возникают трещины. Карстовый процесс идет здесь замедленным темпом, так как количество атмосферных осадков невелико. Кроме того, и растительный покров замедляет, повидимому, развитие карстового процесса. Карстовые формы приурочены, главным образом, к породам пермского возраста, причем Барков отмечает, что пески и песчаники юрского возраста, накрывающие пермские породы, не препятствуют процессу закарстования, тогда как глины обычно останавливают его. Формы современного карста выражены воронками, провалами, западинами, блюдцами, пещерами, гротами и особого рода оврагами, представляющими вскрытые воронки. Размеры воронок колеблются в пределах от 1 до 100 м в поперечнике и от 1 до 20 м в глубину. Карстовые формы не являются, однако, преобладающими в ландшафте Жигулей и определяют только его микрорельеф. Они же обусловливают безводие массива.

Выходы карбоновых известняков и послужили препятствием для Волги, которая была вынуждена отклониться сильно на восток, образуя замечательный изгиб — Самарскую Луку. Длина всей Луки от устья р. Усы против Ставрополя до с. Переяловки на том же меридиане равна 135 км. По прямой линии расстояние между этими

пунктами только 20 км. Почти вся эта перемычка занята долиною р. Усы. Только у с. Переялки сохранился водораздел шириной около 2 км и высотою 64 м над уровнем Волги. Жигули поднимаются выше всего по северному колену Луки, достигая здесь между Бахиловой поляной и Ширяевым буераком 370,6 м абсолютной выс. или 353,5 м над уровнем Волги (по Воларовичу). Покрытые лесом известковые горы разделены глубокими и узкими долинами, сохраняющими характер лесистых, трудно проходимых оврагов. Узкие и крутые гребни, разделяющие овраги, покрыты лесом по склонам северной экспозиции. Склоны южной и западной экспозиции имеют степную флору. Южная и западная части Жигулей имеют характер лесостепи с дубовыми колками. Рост оврагов, по Баркову, обусловливается здесь не эрозией, а коррозионными процессами. Часто наблюдаются карстовые воронки, расположенные в верховых оврагов и намечающие дальнеший его рост. Барков отмечает также связь направлений оврагов с простиранием основных трещин. Поэтому иногда наблюдаются ненормальные направления оврагов — на встречу Волге.

К югу высоты становятся меньше, и по южному краю массива идут только невысокие известковые утесы. Овраги южного склона значительно длиннее и имеют более пологие склоны, чем овраги, направляющиеся на север. Водоразделы между оврагами (сырты) имеют обычно вид широких гряд с округленными и довольно крутыми склонами.

К западу Жигули продолжаются в виде Усольских гор, а еще западнее — в виде высот правого берега р. Тишерека. Сплошная линия возвышенностей прерывается только долиной р. Усы, которая дважды пробивается сквозь известковую гряду: сначала между деревнями Усой и Муранкой, после чего она течет на восток; затем после поворота на север она пробивается к Волге у д. Березовки, отрезая от Жигулей значительный участок. Восточный край этого участка — Березовские и Усольские горы — сохранил еще значительную высоту, но западный край сильно размыт и понижен. Усольские и Березовские горы образуют массив, к которому с юга и юго-запада примыкает незначительная и ровная возвышенность, полого спускающаяся к долине Усы. По другую сторону Усы отделилась узкая гряда, расширяющаяся к западу в невысокое плато, северный край которого образует высокий правый берег р. Тишерека. Южный край этого плато образует круто возвышающуюся стену гор, которая тянется у самого берега Волги от Батраков до железнодорожного моста. Мергели, глины и слабо цементированные песчаники южного края, размываемые атмосферными и ключевыми водами, образуют целый ряд амфитеатров позади деревень Батраков и Костычей.

На Волго-Усинском водоразделе наблюдается слабо бугристый рельеф с высыпками на повышенных частях пермских доломитов. Между буграми находятся плоские западины, сложенные глинистыми отложениями. Исследования Баркова установили здесь наличие древнего погребенного карста. Так как в погребенных ворон-

ках бурение установило горизонтальное залегание юрских глин, то возраст карста будет доюрский. Современные процессы имеют здесь эрозионный характер, но при обводнении карстовый процесс может оживиться и вызвать значительные изменения в рельефе. Следами древнего карстового процесса являются также и выходы брекчевидного доломита.

Юго-восточный угол Самарской Луки представляет низменную, намывную равнину, усеянную озерами и старицами.

На левом берегу Волги, против северо-восточного угла Самарской Луки, возвышается округлой формы Царев Курган (79 м), сложенный теми же известняками, что и Жигулевские горы, но с обратным падением слоев. Он является остатком другого крыла антиклинали, сменяющейся к западу сбросом. Павлов считал, однако, что сброс продолжается и на восток, причем ось поднятия проходит севернее р. Соки. Продолжение сброса допускает и Архангельский, который относит сюда широтные сбросы средней части пермской оси Заволжья.

По левому берегу р. Соки тянутся Соколовы горы, которые вместе с противолежащими Жигулями образуют Жигулевские или Самарские Ворота. Наблюдения показывают, что Волга пробила себе дорогу через Самарские Ворота не сразу. Сначала она протекала дальше к востоку, входя в устье р. Соки и огибая Соколовы горы с востока. Вероятно, Волга в то время еще не образовывала Самарской Луки, а текла по более прямой линии. Но затем по мере размыва рыхлых пород к северу и к югу от Луки она отступила к западу, оставив нетронутым выступ более прочных жигулевских пород.

Это мнение разделяется, однако, не всеми. Так, для более раннего времени Мазарович указывает русло Волги к западу от Жигулей, где находится мощный слой акчагыльских осадков. Долина доплиоценовой Волги проходила от Ставрополя к Сызрани. Во время ледниковой эпохи Волга отложила здесь большую толщу песков, покрывающих плиоцен. Узкое извилистое русло не могло вывести всей массы воды, которая, накопившись, образовала здесь большое озеро. Когда проход к Сызрани был забит песками, Волга пробила дорогу на востоке через Самарские Ворота.

В северо-восточной части Луки, в 30 км выше г. Куйбышева предусматривается возведение плотины для постройки гидроэлектростанции. Плотина поднимет уровень Волги на 30 м, вследствие чего здесь образуется разлив с поверхностью до 7000 кв. км (почти равной поверхности Онежского озера). На Волго-Усинском водоразделе будет прорыт канал, который сократит путь по Волге на 115 км. Здесь, как и у Царева Кургана, будет построена гидростанция. Общая мощность двух станций будет около 2,5 млн. квт, в пять раз больше Днепрогэса. Часть энергии этих станций пойдет на перекачку воды в заволжские сухие степи для орошения. Кроме этих гидростанций, будут построены гидростанции еще у Рыбинска, у Горького, в районе Чебоксар, у Камышина и ниже Сталинграда.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барков А. С., Карст Самарской Луки, Земл., 1932.
2. Барков А. С. и Соколов Н. И., Трещиноватость палеозоя и ее выражение в геоморфологии Самарской Луки в связи со строительством Волгостроя. Вопросы гидрологической и инженерной геологии, ч. 3, изд. Гидротехнист., 1933.
3. Воларович П. Е., Гипсометрические работы на Самарской Луке.

ИГО, 1905. 4. Ноинский М. Э., Самарская Лука, Тр. Каз. общ. ест., в. 46, 1913. 5. Павлов А. П., Самарская Лука и Жигули, ТГК, 1887. 6. Пермяков Е. Н., К познанию геологической истории района жигулевского купола. БМОИП, т. 43, 1935. 7. Пермяков Е. Н., Последретичные отложения и новейшая геологическая история зап. части Самарской Луки, ТКЧП, т. IV, в. 2, 1935.

9. ЗАВОЛЖСКАЯ ВОЗВЫШЕННАЯ РАВНИНА

Эта область с востока ограничена Уральскими горами и Мугоджарами, с запада низменной полосой левого берега Волги (Заволжской низиной), на севере рр. Черемшаном и Белой, на юге она постепенно переходит в Прикаспийскую низину. Широтными участками рек Самары и Урала область делится на отдельные части. Административно она входит в состав Татарской республики, Куйбышевской области, Башкирской республики, Чкаловской области, Саратовской области, республики немцев Поволжья, Казахстана.

К югу от р. Белой страна представляет волнистую равнину с прихотливо изрезанным рельефом, с высокими водоразделами, которые позволяют выделить здесь Волго-Уфимскую возвышенность. Обилие оврагов среди известняков, гипсов и мергелей создает впечатление горной страны. Речные долины глубоки и широки, встречаются и каньоны. По реке Дёме (приток Белой) ряд холмов денудационного происхождения резко выступает в виде гор — Ярыштау, Уртау, Урсалатау, Культау, Дюртлитау и др. Севернее идут пологие, округленные низкие холмы. Водоразделы изобилуют провальными ямами в гипсонасных толщах нижнепермского возраста (район Бирска).

Все северо-западное пространство Уфимского и Белебеевского районов, по исследованию Борзова, представляет слабо падающее на СВ и ВСВ плато, изрезанное реками на ряд асимметричных равнин: с востока все реки приединяются вплотную к водоразделу, с запада подъем к водоразделу пологий. Короткие притоки крутых склонов и длинные притоки пологих склонов почти сходятся верховьями. Если река течет по уклону, то долина ее имеет симметричный профиль. Если же течение направлено вкrest уклона, субсеквентно, то долина получается асимметричная.

К югу от Уфы на некоторой глубине залегают артинские гипсонасные породы. Наличие гипса иногда вызывает нарушения в залегании и карстовый рельеф. Пространство между рр. Белой и Уфой также имеет карстовый рельеф, вызванный гипсами, хотя последние и не выходят на поверхность. Подземный размыв гипсов вызывает образование воронок и провалов, которыми затем воспользовалась эрозия. По Борзову, долины здесь врезаны в уже зреющую поверхность сильно смытой и стяженной равнины. По словам Никитина, эрозионный рельеф здесь достигает совершенства.

Так как послеретичные наносы здесь отсутствуют, то на морфологии сказывается залегание коренных пород. Так, смена пород вызывает задержку в углублении долин и образование террас. Наряду с эрозионными террасами встречаются и денудационные.

Край плато изрезан балками и оврагами, между которыми выступают характерные шишкообразные бугры, сложенные железистыми песками и кремневой галькой. Бугры поднимаются над долиной на 110—130 м (Осокинская гора, Юматовская, Унтинская). Иногда они имеют вид конических вершин (Балкантай, Караултау и др.).

В верхнем течении р. Ика местность имеет особенно пересеченный характер. Плато распадается на ряд узких сыртов с плоскими вершинами и крутыми склонами. Высоты здесь доходят до 330 м. Эту повышенную часть можно считать отрогом Общего Сырта, продолжающимся и далее к северу.

Так, в верховьях р. Стерли (приток Ика) имеется цепь холмов Чатыртау (334,5 м), поднимающаяся на 176 м над окружающей слабохолмистой равниной. Батаногов связывает эту цепь с меридиональными поднятиями Сарапульского края. От этого повышенного Бугульминского плато отходят на северо-запад и на запад разветвления, сильно рассеченные долинами рек и оврагами. Только по левому побережью Б. Черемшана местность имеет равнинный характер.

Рельеф местности по рр. Самарке, Соку и Кондурче находится в полном соответствии с геологическим строением. Наивысшие точки совпадают здесь с областями тектонического поднятия. При этом междуречья имеют характер высоких хребтов, придающих стране горный вид. Абсолютные высоты превосходят 200 м (хребет к югу от с. Королевки — 280 м, Кандабулакская гора — 252 м, Соколы горы — 250 м, Шиланская гора — 232 м). Все эти повышенные пространства сложены пермскими породами. Междуречья имеют по большей части асимметричный характер: крутые склоны правобережий сильно изрезаны и заканчиваются наверху чаще всего узким гребнем или волнистым пространством, быстро склоняющимся к северу. Асимметрия слабее выражена между Соком и Самаркой. Над устьем р. Сока высоко вздымаются Соколы горы или Тиб-Тяв — единственное место на левом берегу Волги ниже Оки, где выходят древние породы (карбон и пермь). Отрывок массива, отмытый р. Соком, образует Царев Курган (79 м), уже описанный выше.

Против Жигулей Мазарович указывает высокую 120-метровую таррасу, сложенную рисскими песками. Происхождение ее он связывает с подпруживанием Волги у Жигулей в рисское время и с последующим прорывом Волги через Самарские Ворота. Часть Предуралья, лежащая далее к югу, сложена также породами пермской системы (красноцветные песчаники, мергелистые и известняковые породы). Эта область может быть разделена по рельефу на две части — восточную и западную относительно р. Салмышы. В западной части пермские породы залегают почти горизонтально. На высоких точках здесь налегают третичные песчаники и конгломераты, составляющие местами выступы неправильной формы. Главнейшие долины, равно как и водоразделы, имеют широтное простижение (Ток, Б. и М. Чураны, Самарка). Водораздельные пространства асимметричны. Склоны, обращенные к югу, сильно рассечены, круто падают, часто уступами. На склонах нередки отделившиеся холмики. Поверхность водоразделов представляет или неширокую равнину, полого

спускающуюся к северу, или узкий холмистый кряжик с шишками третичных твердых песчаников и конгломератов, также полого спускающейся к северу. Густая сеть второстепенных долин и оврагов местами сильно осложняет рельеф, вызывая тем самым разнообразие почв и растительного покрова. Водоразделы поднимаются на 100—150 м над долинами, вследствие чего рельеф сильно расчленен, и страна местами получает горный вид, особенно по южным расщеченным и круто падающим склонам. В верховьях Самарки Кувая находится высокая возвышенность, сложенная третичными кварцитами (Арапова гора 425 м) и превосходящая другие увалы и вершины на 50—75 м. Таким образом, этот район, хотя и имеет степной характер, не представляет монотонного ландшафта.

Мазарович характеризует рельеф бассейна р. Самарки как очень разнообразный и сильно пересеченный. Отдельные возвышенности располагаются вблизи глубоко врезанных долин, причем колебание высот достигает 100—200 м на коротких расстояниях. Он отмечает здесь такие формы: столовые возвышенности, водораздельные шиханы, бугристые ландшафты, террасовидные и затянутые пологие склоны. Современная эрозия слабо проявляется. Овраги в лощинах наблюдаются очень редко. Они встречаются только по склонам речных долин, но идут вверх по балкам лишь на короткое расстояние.

Это указывает, что гла́йные формы рельефа имеют древний возраст. Мазарович различает здесь нормальное плато первого яруса, сложенное устойчивыми породами верхней юры, и остатки плато второго яруса в виде столовых гор и шиханов, приподнятых над плато первого яруса на 60—80 м. Он считает, что эти возвышенности являются останцами, уцелевшими от размыва палеогеновой и меловой толщи, прикрывавшей когда-то юрские отложения слоем до 250 м мощностью. К северу от Самарки такую же роль играют нижнетриасовые песчаники и конгломераты. Перемежаемость глин с линзами песчаников способствует образованию структурных уступов, которые превращены эрозией в скопление беспорядочно нагроможденных бугров. Акчагыльская трансгрессия, заполнившая речные системы и балочную сеть, оставила следы абразионной работы в виде небольших террас, опоясывающих на высоте 180 м крутые склоны. Кроме того, абразия создала циркообразные углубления, иногда разделенные узкими гребнями. Многие впадины заполнены позднейшими осадками, как то: осадками акчагыльского моря, сыртовыми глинами, аллювиальными и делювиальными наносами. Все эти формы хорошо выражаются в рельефе, причем каждый тип заполнения имеет своеобразные особенности. Акчагыльские заполнения не совпадают с современной эрозионной сетью и придают рельефу смягченный характер — балки расширяются, склоны сполаживаются, на крутых склонах появляются большие цирки, начинают расти овраги, развиваются оползни. Все эти особенности не появляются ниже 120 м и выше 180 м. Сыртовые глины выполняют плиоценовые понижения, способствуя выравниванию рельефа. Аллювиальные наносы слагают террасы, иногда покрытые дюнами и кучугурами. В настоящее время идет резкое усиление эрозии, не стоящее, однако, в связи с понижением базиса. Наоборот, русло Волги переуглублено и лежит на 60 м ниже уровня Каспия. Но это повышение базиса сказывается только в низовьях Волги, вызывая дробление ее на рукава. Мазарович объясняет это противоречие тем, что развитие эрозионного процесса идет понятным путем и повышение базиса еще не распространило свое влияние до высокого Заволжья. С другой стороны, развитие оврагов мало зависит от колебания базиса, а находится в зависимости от увеличения количества осадков.

В восточной части Чкаловского Предуралья кряжевидные увалы вытянуты в меридиональном направлении, равно как и многие

речные долины, что Неуструев объясняет влиянием уральских складок. Позднейший размыв нарушил первоначальную простоту рельефа и создал целую сеть долин и оврагов. Асимметрия междуречных и междуовражных пространств наблюдается и здесь, но она не так резко выражена, как в западной половине, вследствие того, что главные долины направлены с севера на юг. Некоторые особенности рельефа Неуструев объясняет усложнениями в тектонике (изгибы и разветвления складок). Граница области проходит несколько восточнее р. Ик, где начинается уже Уральская возвышенность. Высоты водоразделов колеблются от 300 до 400 м, достигая в хребте Накас 618 м. Колебание рельефа равно 100—200 м.

Начинаясь от верховий р. Кана, притока Белой, от Урала отходит на ЮЗ водораздел между Волгой и Уралом, известный под названием Общего Сырта. В лесной части Урала Общий Сырт имеет узкие гребни и крутые склоны, достигая высоты 650—750 м. В степной области он приобретает характер плоской возвышенности, у которой отчетливо выражены только южные склоны. Здесь высота его около 150—200 м, снижаясь к западу до 60—70 м. Сложен водораздел в западной части мелом, третичными глинами, песками и кварцитами. Далее на восток выходят юрские глины и пески. Еще далее, у Чкалова появляются пермские породы. Ближе к Уральским горам в состав его входят девонские породы. Юрские отложения были найдены Каменским также и в западной части, в верховьях р. Деркул. Он описывает здесь гребень Общего Сырта как цепь высоких и сравнительно пологих холмов, превышающих нередко 200 м абр. выс. Таковы г. Ичка (230 м), Каменный Мар (200 м) и др.

Равнина к югу от Общего Сырта имеет высоту 20—30 м, а волнистая местность к северу 70—90 м. Несмотря на сильную расчлененность этой части Общего Сырта, на значительные колебания высот и большую крутизну склонов, здесь мало действующих оврагов. Неуструев объясняет это особенностями размыва кремнистых глин. Каменский видит причину в свойствах местного климата, который отличается малым количеством осадков и очень слабым и непостоянным снеговым покровом. Кроме того, оказывается и влияние густой эрозионной сети, состоящей из древних балок и ложбин с закрепленными склонами. Современный вид Общего Сырта, по Неуструеву, обусловлен его денудацией. Множество долин пересекает его в попечном направлении, придавая ему извилистость. Частая смена пород вносит много разнообразия в формы расчленения. В палеогеновых толщах долины имеют вид широких ложбин, в меловых породах они часто суживаются в теснины. По Каменскому, особенной чертой рельефа является здесь наличие структурных форм, обусловленных тектоникой. Таковы удлиненные узкие сырты, гребни и гривки, вытянутые по простиранию дислоцированных слоистых пород, особенно в случае перемежаемости рыхлых песков и плотных песчаников. Тектоника же накладывает отпечаток и на форму долин. Преимущественное направление тектонических линий здесь северо-западное, т. е. вкрест общего направления гребня, который, по исследованиям Каменского, представляет здесь систему

куполовидных поднятий, осложненных иногда крутыми складками с падением до 50° , а местами, повидимому, и сбросами. В общем тектонические формы сходны с теми, которые были установлены Тихоновичем в более южных частях и находятся, повидимому, в генетической связи с ними.

Рельеф местности между Сакмарой и Уралом, по описанию Неуструева, слагается под влиянием трех факторов. Во-первых, слияние долин Сакмарьи и Урала дает понижение и выровненность к западу. Во-вторых, асимметрия водораздельных пространств делает Сакмарский склон более длинным и пологим. В-третьих, наличие гряд, идущих поперек междуречья, по простирации пород, вносит усложнения в рельеф. Породы здесь имеют явно нарушенное напластование и образуют ряд холмов и горок, которые становятся к востоку все выше и сменяются уже настоящими горными хребтами. Широкая долина Сакмарьи имеет две террасы, из которых верхняя достигает 2—3 км в ширину. Подобный же характер имеет и долина Урала.

На междуречье Урала и Сакмарьи, по описанию Хабакова, рельеф тесно связан с геологической структурой. Водораздельные гребни, вытянутые с ССЗ на ЮЮВ, строго совпадают с простиранием трудно размываемых пород. Далее на юг и на запад вместо хребтов встречаются одинокие возвышенности и группы холмов, соответствующие коротким брахиантеклиналям. Детали рельефа обусловлены различием в породах. Так, уфимские мергели и песчаники дают бугристый мелкосопочник, конгломераты — заостренные многовершинные и курчавые сопки и гребни, артинские известняки — массивные горбатые гряды, кунгурские отложения (с гипсом) — изрытые полосы провальных воронок. Меридиональное простирание хребтов и широтные направления рек находятся в кажущемся противоречии. Подробное исследование показало, что реки проложили свои русла в местах погружения антиклинальных складок. Долины притоков, наоборот, обычно ни в какой мере не зависят ни от тектоники, ни от литологии. Исключение представляют только р. Б. Ик и некоторые другие, применяющиеся к литологии.

Хабаков отмечает, что рельеф Чкаловской степи меняется по мере движения с запада на восток. На западе мы имеем ландшафт современной эрозионной почти-равнины с одинокими островами коренных возвышенностей и бугров. На востоке, в области отпрешарированных складок нижней перми, карбона и древнего палеозоя, крупнохолмистый ландшафт напоминает горную страну, так как колебание рельефа доходит до 340 м (Яман-Булак). Но и здесь водоразделы представляют ровную поверхность степи. При этом намечаются четыре древних денудационных поверхности, повышающиеся к востоку. Высоты их — 280—300 м, 385—400 м, 450—530 м и 550—600 м. Эти различные уровни сыртовой почти-равнины Хабаков считает одинаковыми по возрасту (доюрский) и способу образования. Это не является предгорной лестницей, но способ образования ступеней не получил еще определенного объяснения. В позднейшей своей работе Хабаков склонен объяснить образование ступе-

ней отражением ступенчатости палеозойского субстрата, которая возникла не от тектонических причин, а в результате различия литологических свойств отдельных слоев и, следовательно, неоднакового отношения к размыву.

Местность между Уралом и Илеком Неуструев делит на три части. Северная полоса является террасами Урала (пойма, луговая и верхняя). Центральная полоса слагается породами пермской, юрской, меловой и третичной систем. Пермские породы дислоцированы (Мертвые Соли) и содержат гипс и каменную соль (Илецкая Защита). Юрские породы также дислоцированы в широтном направлении. Ряд увалов с плоскими вершинами сложен белым мелом. Галька и пески, получившиеся от разрушения третичных галечников, песчаников и конгломератов, попадаются на склонах увалов в виде незначительных толщ. Наивысшая вершина — Точильная гора (327 м) — имеет вид кряжа, сложенного песчаником и конгломератом третичного возраста. Рельеф здесь имеет пересеченный характер, работа эрозии очень значительна, так как колебание рельефа доходит до 200 м. Хабаков указывает, что антиклинальные складки здесь разрезаны вдоль гребня и превращены в двойные известняковые гряды. С современным размывом эти обычно сухие антиклинальные долины не связаны. Не связаны они и с древними потоками, а являются «долинами выветривания», образовавшимися в результате работы временных потоков и выветривания (расторжения).

Южная полоса составлена террасами р. Илека (пойма, луговая и верхняя), из которых верхняя сложена песками и суглинками, вследствие чего здесь по краю обнаруживается местами процесс разведения — дюны, бугристые пески, ямы выдувания.

Между Мугоджарами и Прикаспийской низменностью расположено Эмбенское меловое плато. Сложено оно меловыми породами, залегающими на юрских и пермских слоях и прикрытыми кое-где третичными породами. Состав пород очень неоднородный, что сильно сказывается на формах размыва. Тектоника области определяется системой брахиантиклиналей, разорванных сдвигами и сбросами. Ядра антиклиналей нередко содержат гипс или соль. Рельеф области характеризуется платообразными водоразделами с резко очерченными краями. Наибольшей высоты плато достигает на северо-востоке (400—450 м), где берут начало рр. Эмба, Сагиз, Уил, Хабда, Илек. Долины рек обычно широки и асимметричны. Сухой климат вызывает засоление почвы. Вода в реках часто также солоновата. Кроме платообразных водоразделов, встречаются и увалистые, и мелкосопочные. К юго-западу высоты падают до 150—100 м. Здесь характерны платообразные останцы — торт-куль — сидящие на широком основании. Форма их обусловлена наличием твердых верхнетретичных песчаников, лежащих на нижнетретичных глинах.

ЛИТЕРАТУРА

- Бессонов А. А. Краткий физико-географический и почвенный очерк Бугульминского уезда, 1914.
- Каменский Г. Н. Гидрогеологические исследования в южной части Общего Сырта, произведенные в 1926 г. ИГК,

1927. 3. Кельян Н. В. Материалы по гидрографии самарского Заволжья, Земл., 32, в. 1—2. М. 1930. 4. Кротов П. И. и Нечаев А. В. Казанско-Закамье в геологическом отношении. Тр. Каз. общ. ест., 22, 5. Маза-рович А. Н. О ледниковых явлениях южного Поволжья, Вестн. Моск. горн. акад., I, №1, М. 1921. 6. Маза-рович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья, Изв. Акад. наук, т. XXI, 1927, №№ 9—11 и 12—14. 7. Маза-рович А. Н. Основные черты истории рельефа высокого Заволжья, Земл. 32, в. 1—2. М. 1930. 8. Неуструев С. С. и Архангельский А. Д. Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новоузенского уезда Самарской губ., Ежег. геол. и минер. России, 9, 1907. 9. Неуструев С. С. и Бессонов А. А. Новоузенский уезд, Мат. к оценке земель Самарской губ., III, 1909. 10. Неуструев С. С., Прасолов Л. И. и Бессонов А. А. Естественные районы Самарской губ., Изд. Сам. Губ. Земства, СПБ. 1910. 11. Неуструев С. С. и Прасолов Л. И. Самарский уезд, Мат. к оценке земель Самарской губ. 5, 1911. 12. Неуструев С. С. Бузулукский уезд, Мат. к оценке земель Самарской губ., 6, 1916. 13. Неуструев С. С. Естественные районы Оренбургской губ. Оренбург, 1918. 14. Никитич С. Н. и Осоксов П. Заволжье в области 92-го листа общей геологической карты, ТГК, 7, № 2. СПБ. 1888. 15. Осоксов П. Формы поверхности и строение земной коры в пределах среднего и нижнего Поволжья и Заволжья, «Россия», т. VI, изд. Девриена. СПБ. 1901. 16. Пригородский М. М. и Васильев П. В. Гидрогеологический очерк степной полосы к западу и югу от Мугоджарских гор. ИГК, 1928. 17. Хабаков А. В. Структурные особенности рельефа Оренбургской степи, ИГО, 66, в. 4, Л. 1934.

10. ЧЕРНОМОРСКАЯ РАВНИНА

Под этим названием разумеется полоса, которая тянется по северному побережью Черного и Азовского морей, начинаясь от устья Дуная и оканчиваясь на востоке у Ергеней.

Область располагается на месте Черноморской впадины, зажатой между Украинской плитой и горными областями Добруджи, Крыма и Кавказа. Мериодиональными антиклизами она делится на три пологие впадины — синеклизы: Одесский залив, Азовское море с приазовскими и кубанскими степями, степные низовья рр. Кумы, Терека и Сулака.

Административно в пределы равнины входят: части Бессарабии, Украины, Крымской республики, Ростовской области, Краснодарского и Орджоникидзевского краев и Калмыцкой республики.

Западная часть области сложена четвертичными отложениями, верхнетретичными (понтические слои, меотические, сарматские), нижнетретичными (олигоцен) и древними кристаллическими породами (гранитогнейсы). Только последние породы сильно дислоцированы, все же остальные не подверглись резким нарушениям. Они имеют слабый, но явственный уклон к югу. Так, понтические отложения лежат у Кривого Рога на высоте 100 м над уровнем Черного моря, а на 110 км южнее, в окрестностях Херсона, те же отложения поднимаются уже только на 8—10 м. Так как наклон пластов больше, чем падение склонов, то, поднимаясь вверх по течению, можно наблюдать последовательную смену новейших отложений более древними.

Берега Черного моря внизу состоят из верхнетретичного понтического известняка, состоящего из скопления раковин *Dreissensia* и *Cardium*. Верхние слои известняка перекристаллизованы и называются «дикарем». У Одессы известняк лежит на голубовато-зеленоватой глине, по которой сочится вода, вызывая оползни и обвалы.

По рельефу область представляет ровную степь, изрезанную оврагами и балками. Далее на восток рельеф сохраняет тот же харак-

тер. По Н. А. Соколову, равнинность здесь обусловлена ненарушенным горизонтальным залеганием пластов. Поэтому расчлененность поверхности создана исключительно процессами денудации. Только к востоку от реки Молочной, в области распространения древних кристаллических пород, на характере рельефа, преимущественно на направлениях речных долин, сказывается и тектоника. Ближе к Днепровской долине встречаются крайне пересеченные, иногда даже дико живописные места, прорезанные оврагами, на крутых склонах которых выступают карнизы третичных известняков. Но

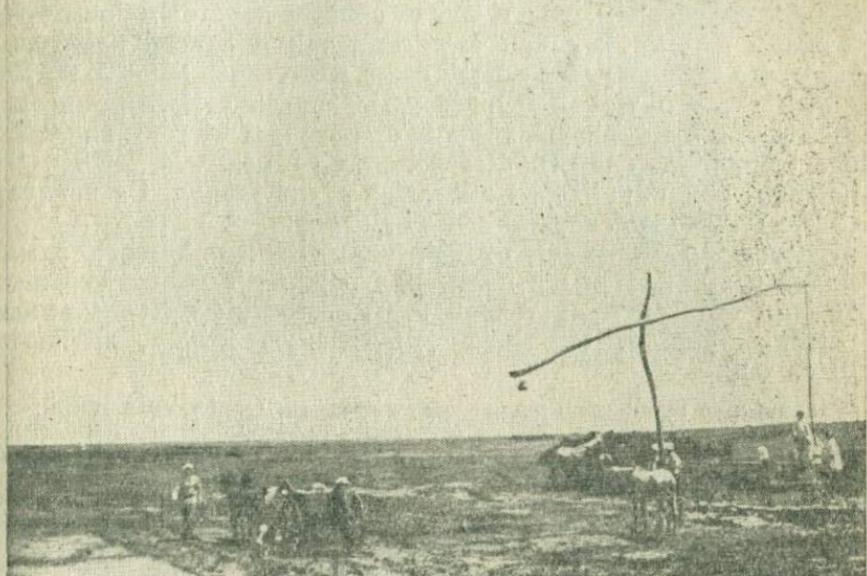


Foto Н. П. Населенко.

Равнина на сев. побережье Черного моря.

далее к востоку, между Днепром и Сивашом, тянется ровная, унылая степь. Местами встречаются бессточные котловины — пады.

Соболев считает, что древняя система рек (средиземноморское и сарматское время) была консеквентной. Впоследствии образовалась субсеквентная долина среднего Днепра, перехватившего верхние течения консеквентных рек в виде левых притоков. Нижние части консеквентных рек, оторвавшись от своих верховий, продолжали течь вслед за отступавшим морем.

Долина Днепра у Запорожья имеет ширину не более 5—6 км, но затем расширяется до 20 км, представляя между Запорожьем и Никополем озеровидное расширение длиною в 60 км. Во время половодья эта часть долины действительно превращается в озеро. К западу от Никополя до с. Малых Гирл находится второе подобное же расширение длиною до 35 км. Русло Днепра распадается здесь на

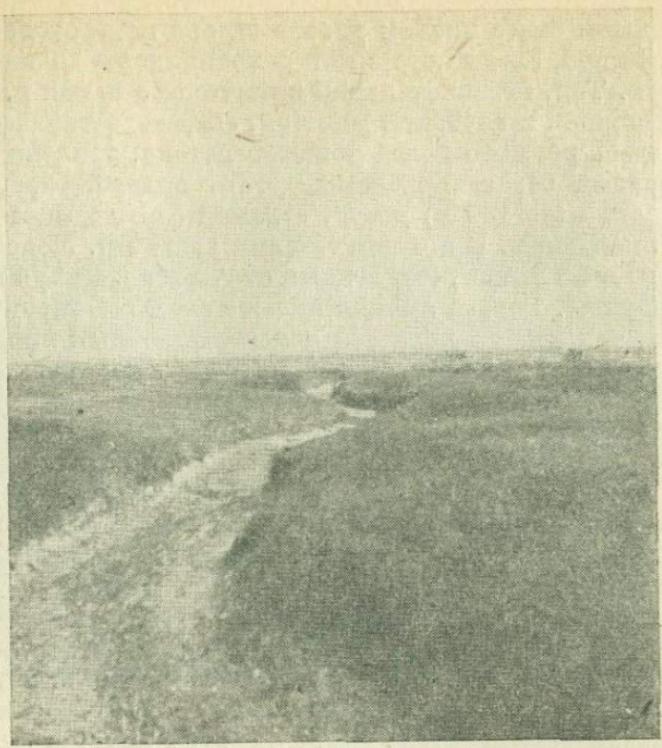
множество рукавов и образует целый лабиринт протоков, называемых плавнями.

Днепровские террасы, хорошо наблюдаемые в среднем течении, исчезают в области Днепровских порогов и появляются только ниже Запорожья. Но здесь они встречаются только изредка. Наблюдения Каманина установили при этом, что в нижнем течении Днепра имеется только одна надлуговая терраса, отвечающая, насколько можно судить по фауне, второй надлуговой террасе среднего Днепра, но различающаяся по высоте (17,2—22,7 м, тогда как выше порогов 23,54—29,92 м). Это расхождение Каманин объясняет поднятием области порогов. Уменьшение же числа террас ниже порогов он объясняет опусканием суши к югу от области порогов и последовавшим затем затоплением как заливной, так и первой надлуговой террасы. По Соболеву, опускание суши измеряется 85—105 м. Личков считает, что третья терраса у Бериславля—Каховки превращается уже в приморскую, так как она отходит от реки под тупым углом (верхняя граница). Поверхность ее покрыта бессточными впадинами, напоминающими высохшие русла стариц. Он полагает, что здесь начиналась прежде дельта Днепра.

Прибрежная местность от Херсона до Днепровского лимана является дельтой. Вся эта низменная равнина с многочисленными водоемами стоячей и проточной воды состоит, по Крендовскому, из островов-плавен, имеющих ромбическую форму, вытянутых с СВ на ЮЗ.

Такая форма вызывается направлением рукавов Днепра, сначала расходящихся, а потом сходящихся. Можно установить генетический ряд форм от подводной отмели через треугольные острова к ромбическим плавням. Одни из них образуются за счет песчаных отложений, при образовании других принимает участие растительность. В последнем случае можно наблюдать в разрезе чередование различных отложений: неорганический ил (начало и середина лета), органический ил (конец лета и осень), песок (весна). Сравнивая формы дельты по морским картам, Крендовский устанавливает скорость ее нарастания в 7 верст за 100 лет, т. е. около 70 м в год. Это нарастание идет за счет сокращения площади Днепровского лимана вследствие увеличения плавен. Нарастание идет не непрерывно, а периодически, увеличиваясь в годы особенно сильных разливов Днепра (например, в 1845 и 1877 гг.). Возникновение островов часто вызывается случайными причинами — застрявшим деревом, затонувшими обломками речных судов и т. п. Вследствие изменения фарватера образовавшиеся плавни могут впоследствии исчезнуть, подвергвшись размыбу.

Днепр имеет еще ту особенность, что вода его заходит далеко вверх по притокам не только во время половодья, но и в низкую воду. При этом устья речек и балок, впадающих в Днепр, имеют вид воронок, а иногда образуют значительные озероподобные расширения — лиманы, дно которых нередко лежит ниже русла Днепра. В этих омутах идет осаждение тончайшего ила вследствие неподвижности воды. Соколов объясняет образование таких омутов тем, что Днепр имел раньше гораздо более низкий уровень. Повышение уровня реки, по Соколову, было вызвано или удлинением устья и повышением ложа, или же поднятием уровня Черного моря. Таким образом и эта особенность Днепровской долины приводит опять к той же причине — к повышению уровня Черного моря.



Сухое русло р. Салгир близ Сарабузы.



Балка на Евпаторийском плато.

При прежнем более низком уровне страна подвергалась усиленному размыванию, следы которого и сохранились в долинах Днепра и других рек. Так, незначительная в настоящее время р. Молочная обладает обширной и глубокой долиной, свидетельствующей о существовании здесь когда-то более мощного потока, усиленно напирающего на правый берег. Вследствие этого правый берег образует крутой, высокий (до 100 м) уступ, а левый берег отличается почти незаметным подъемом. В нижнем течении долина р. Молочной проходит в Молочный лиман, отделенный от Азовского моря пересыпью до 2 км шириной. Берега лимана имеют такой же характер, как и берега реки, так что он является непосредственным продолжением долины, затопленной в своих низовьях водою поднявшегося моря.

Подобного же происхождения и другие лиманы на берегах Черного и Азовского морей. Бурение в лиманах рр. Буга и Днепра показало, что на дне их залегают новейшие осадки, толщиной в 13 м, состоящие из тончайшего ила с черноморской фауной в нижних горизонтах и с примесью раковин речных моллюсков в верхних горизонтах. По Выржиковскому, поверхность сарматских пород опускается в Бугском лимане на глубину 27 м ниже уровня моря. Коренное дно Тилигульского и Хаджибейского лиманов лежит, по Рудскому, более чем на 24 м ниже уровня моря, а в Куяльницком лимане даже на 42 м. Это доказывает, что в древних четвертичных отложениях были промыты глубокие ложбины, залипые потом морем.

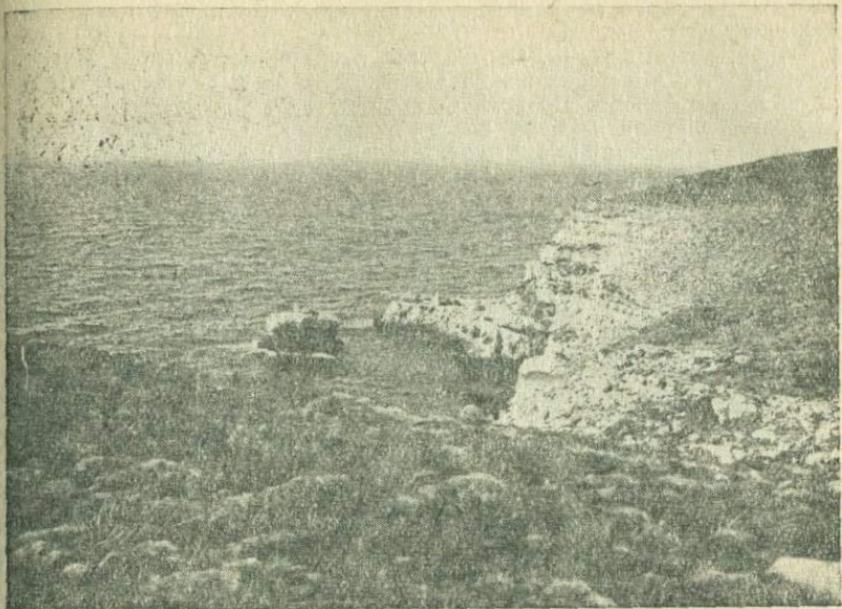
Н. А. Соколов связывает образование лиманов с историей Черного моря, которую он рисует такими чертами. До оледенения Черноморский бассейн содержал солоноватую воду, с каспийской фауной (*Dreissensia* и др.), но в ледниковую эпоху совершенно опреснился вследствие сильного притока воды, поднявшего уровень его на несколько метров выше современного. В дальнейшем климат стал суще, вследствие чего ледник стал исчезать, а Черноморский бассейн подвергся высыханию и понизил свой уровень на 30 м ниже уровня океана. Реки, впадавшие в него, углубили свои русла и образовали широкие долины. Затем произошли провалы в области Босфора и Дарданелл, установившие связь Средиземного моря с Черным. Через образовавшиеся проливы хлынула соленая средиземноморская вода, поднявшая уровень Черноморского бассейна и затопившая низовья речных долин, которые превратились в лиманы. В настоящее время некоторые лиманы, принимающие большие реки, сохранили свои очертания, например: Бугский, Днепровский, Днестровский, Молочный. Другие имеют широкие устья и похожи скорее на заливы — Таганрогский. Третий отделился от моря пересыпью и превратился в дельты, например Кубанская, получившая несопоставимо большую величину именно вследствие пересыпи; Дунайская даже выдвинулась в море, сохранив остатки лимана только в боковых долинах. Четвертые, образовавшиеся в устьях балок, совершенно отделились от моря и превратились в озера, — Куяльницкий, Хаджибейский и многие озера Крыма.

Архангельский толкует историю Черного моря несколько иначе, чем Соколов. Он различает такие стадии:

1. Чаудинский бассейн, соединенный со Средиземным морем рекою. По времени он относится к бакинскому веку. С Каспием соединялся через Маныч.

2. Древнеэвксинский бассейн. Образовался после поднятия на 100 м на кавказском побережье и опускания на северных берегах, где бассейн местами заходил даже дальше, чем современная береговая линия. С Каспием соединялся через Маныч. По времени соответствует минделю.

3. Узунларский бассейн. Образовался вследствие превращения Босфорской реки в пролив. Проникновение средиземноморской фауны в Азовское море. В конце существования бассейна произошли поднятия на кавказском побе-



Северный берег Тарханкутского полуострова.



Южный берег Тарханкутского полуострова.

режье (30 м) и на Керченском полуострове. Перерыв сообщения с Каспием. Сокращение Азовского моря и Одесского залива. По времени соответствует миндель-риссу.

4. Карапатский бассейн. Образовался после окончательного осолонения. Опусканье только что поднявшихся частей. Богатая и разнообразная фауна. Поднятия в конце эпохи. По времени соответствует рисс-вюруму.

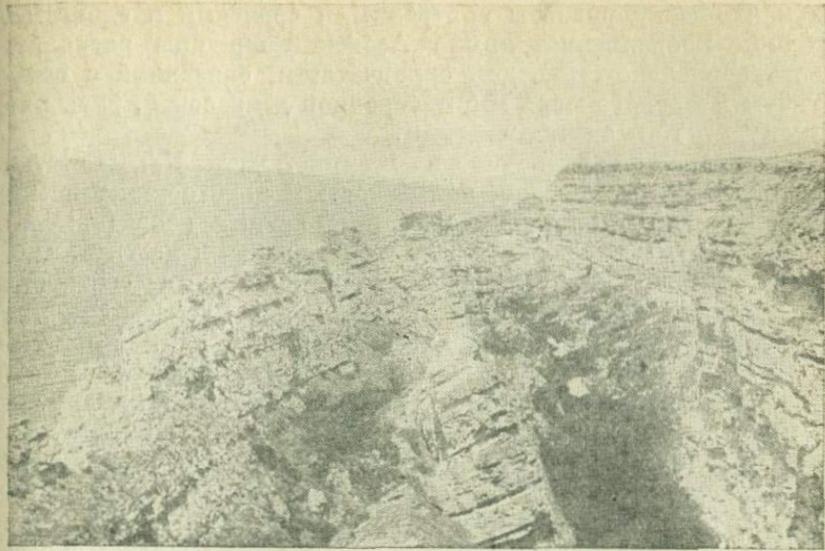
5. Новоэвксинский бассейн слабой солености. Опусканья. Понижения уровня не было. Одесский залив — болотистая суша с низовьями Буга, Днепра и Дуная, впоследствии опустившаяся. Мощные отложения. Отсутствие отложений на современных берегах. По времени соответствует вюруму.

6. Древнечерноморский бассейн. Осолонение. Размеры такие же, как и теперь. Возобновление нижнего течения из Босфора. Опусканье дна.

Смена соленых и пресных бассейнов обычно объясняется влиянием оледенений. Еще Макаров указывал, что достаточно поднятия уровня Черного моря на несколько десятков сантиметров для прекращения нижнего течения в Босфоре из Средиземного моря в Черное и для превращения этого последнего в прточное озеро. Архангельский указывает, что такие же последствия могут получиться и в случае поднятия Босфора, что он считает более вероятным. Личков считает, однако, что геоморфологические данные (изучение террас) доказывают с несомненностью существование пролива в течение всего четвертичного периода.

В пределы Черноморской низины входит также и равнинная часть Крымского полуострова. Она имеет наклон как к Черному, так и к Азовскому морю. Для нее характерен волнистый балочный рельеф, более резко выраженный ближе к горам, где балки выделяют также и пологие гребни, и холмы-останцы (иногда со столовыми поверхностями). В более низкой части балки выделяются слабо и рельеф мягкий, что Н. Н. Соколов объясняет, главным образом, присутствием мощного покрова суглинков, залегающих на галечниках и песках. Устья долин здесь имеют также вид лиманов или засоленных низин. Наиболее крупная река степной части — Салгир, текущая сначала на север, а потом поворачивающая на СВ. Летом и эта река пересыхает.

Муратов рисует строение равнинного Крыма такими чертами. На севере проходит обширная пологая широтная Перекопская впадина, расширяющаяся к западу и востоку. Она отделяет Крымский полуостров от Украинского кристаллического массива. Далее к югу лежит Тарханкутский вал, идущий также почти широтно от мыса Тарханкут до меридиана Джанкоя. Вал в свою очередь представлен четырьмя антиклиналями, сложенными в основном сарматскими отложениями и заключающими в ядрах мел и палеоген. Длиннейшая из них, Тарханкутская, доходит до д. Сарыбаш [и даже несколько дальше] на восток. Границы вала идут от Бакала на восток до Джанкоя, затем на юг и на ЗЮЗ к Евпатории. В пределы вала входит и Евпаторийское плато. К югу от вала располагается двойная впадина — Алминско-Азовская, выполненная меловыми и третичными породами. В районе Симферополя впадины разделены меридиональной седловиной (антиклизой), которая севернее Сарабуза погружается, так что в районе Биюк-Онлара обе впадины сливаются. Алминская впадина оканчивается на западе Евпаторийским заливом, Азовская впадина оканчивается на востоке южным расширением Сиваша. Оба залива формируются в связи с продолжающимся погружением осевых частей впадин. Южные крылья этих впадин



Джангульское побережье на Тарханкутском полуострове.



Обвал на Джангульском побережье Тарханкутского п-ова.

образуют предгорные гряды (вторую и третью), а в районе Карасубазара и Феодосии разбиты поперечными сбросами и сдвигами. На восточном продолжении крыла Азовской впадины располагается область керченско-таманской складчатости, связанной с глубоким прогибом Азовского моря и с поперечной депрессией, разделяющей Крымскую и Кавказскую системы.

Самую западную оконечность равнинной части Крыма составляет Тарханкутский полуостров, поверхность которого имеет несколько иное строение. Здесь проходят три широтных вала (наибольшая высота 185 м), совпадающих с антиклинальными изогнутиями третичных известняков. Понижения между валами соответствуют синклинальным прогибам, представляя таким образом синклинальные мульды, на дне которых врезаны сухие балки. Слоны валов изрезаны поперечными балками и оврагами, которые составляют эрозионную сеть. Некоторые из балок имеют большую длину и извилистый характер, напоминая речные долины. Повидимому, они таковыми и являлись в прежние времена, пока речки не вскрыли известняковую толщу. В настоящее время вода течет подземными путями, и речные долины превратились в сухие балки. Тарханкутский полуостров находится в состоянии опускания. Об этом свидетельствуют прибрежные озера в устьях затопленных балок, размывающиеся берега, подводные террасы, висячий характер многих балок. По мере движения к востоку высота антиклинальных валов уменьшается и обособленность их теряется.

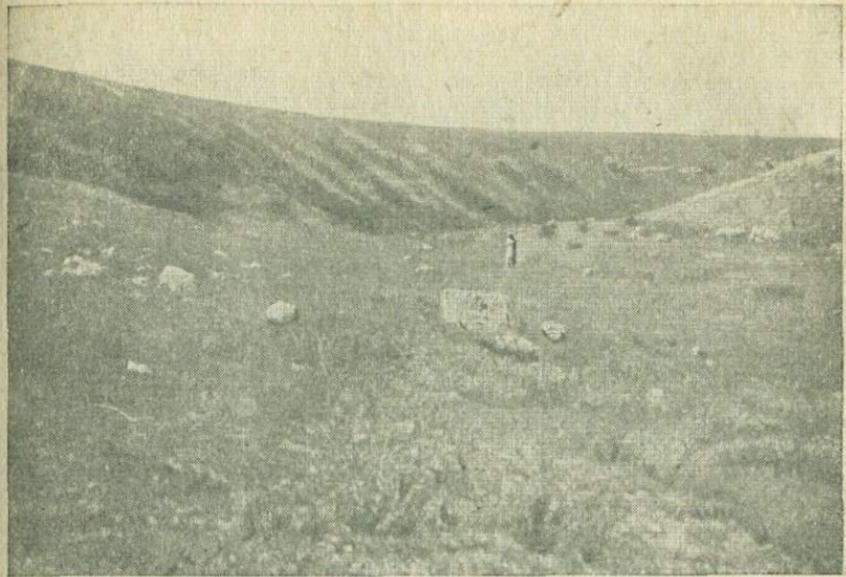
Рельеф Керченского полуострова будет описан в главе о горном Крыме.

Крымский полуостров соединяется с материком узким Перекопским перешейком, на котором находится ряд продольно вытянутых Перекопских соляных озер, окаймленных по большей части крутыми берегами из лёссовидных суглинков. Озера расположены параллельно друг другу. К востоку от Перекопского перешейка расположен так называемый Сиваш или Гнилое море. Сиваш состоит из множества заливов, бухт, проливов, мысов, полуостровов, кос и т. п. Берега его местами круты, обрывистые, местами пологие. Многие заливы его продолжаются в степь в виде «засух», иные отшлифовались и превратились в соленые озера. В общем Сиваш является большим, крайне извилистым заливом Азовского моря, от которого его отделяет длинная (110 км) коса — Арабатская Стрелка.

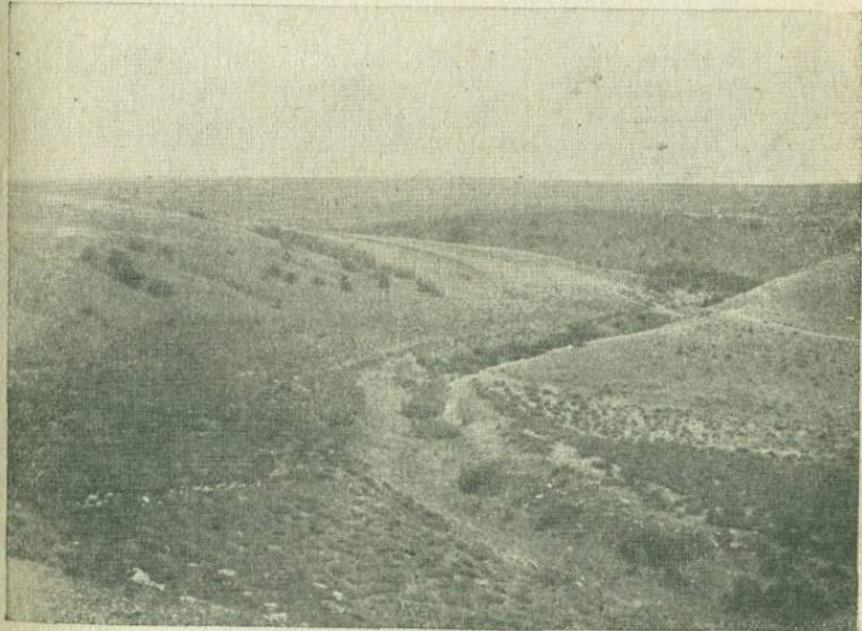
Соединение Сиваша с Азовским морем имеется только на северной оконечности Арабатской Стрелки, у г. Геническа, в виде узкого Генического (или Тонкого) пролива, вода в котором течет то из моря в Сиваш, то из Сиваша в море, в зависимости от ветра. Ввиду незначительной ширины пролива и непостоянства течений уровень воды в Сиваше поддерживается, вероятно, и грунтовыми водами.

Глубина Сиваша не превышает 1 м. В западной части он нередко совсем пересыхает.

Происхождение Сиваша и Перекопских озер объясняли отшлифовыванием более глубоких мест моря по мере сокращения его площади. Но этому объяснению противоречит крутизна берегов, отсутствие связи озер с Сивашем и то,



Балка на Тарханкутском полуострове.



Балка на Тарханкутском полуострове.

что краснобурые и желтобурые лёссовидные суглинки, слагающие берега Сиваша и озер, носят континентальный, а не морской характер.

Новейшие исследования Боженко подтверждают морское происхождение Перекопских озер. Фохт предложил другое объяснение — провалы вследствие образования пустот от выщелачивания солей. Но признаков соляных залежей нигде не обнаружили. Головкинский, к которому потом присоединился и Соколов, объяснил образование впадин наличием дислокаций, нарушивших залегание почвенных слоев.

Провал, образовавший Сиваш, захватил и часть морского берега, от которого уцелело четыре острова, давших потом Арабатскую Стрелку. По мнению Мушкетова озерные впадины образовались на месте поперечных сдвигов в пологой перекопско-сивашской синклинали. В ледниковую эпоху по этим сдвигам текли потоки, склоны оканчивавшиеся в устьях. Сиваш образовался от слияния таких озер после прорыва Дарданелл.



Красное озеро на Перекопском перешейке.

Озера Евпаторийской группы, а также и Тарханкутского полуострова являются балками, затопленными морем и отделившимися затем пересыпями. Многие из балок в прошлом были долинами притонов Днепра, когда он впадал в море значительно южнее современного устья.

В связи с проблемой «Большого Днепра» здесь в ближайшем будущем должны произойти большие изменения, представляющие результат воздействия нового фактора — деятельности человека, строящего коммунистическое общество. Часть днепровской воды через канал будет отведена в Сиваш, который, будучи отделен от моря плотиной, превратится в пресное озеро, воды которого пойдут на орошение степей Крыма. Воды Днепра должны оросить 2 340 000 га.

Следы опусканий, о которых упоминалось выше, находятся в некотором противоречии со следами поднятия, которые наблюдаются по другим побережьям Черного моря. Личков указывает, что область, включающая северное побережье вместе с Азовским морем, Сивашем и лиманами, имеет совершенно другой генезис, чем южная сбросовая впадина Черного моря, в связи с чем и геоморфология этой области совсем другая. Это уже не геосинклиналь, а подвижной шельф на краю материковой плиты, который периодически заливается морскими водами.

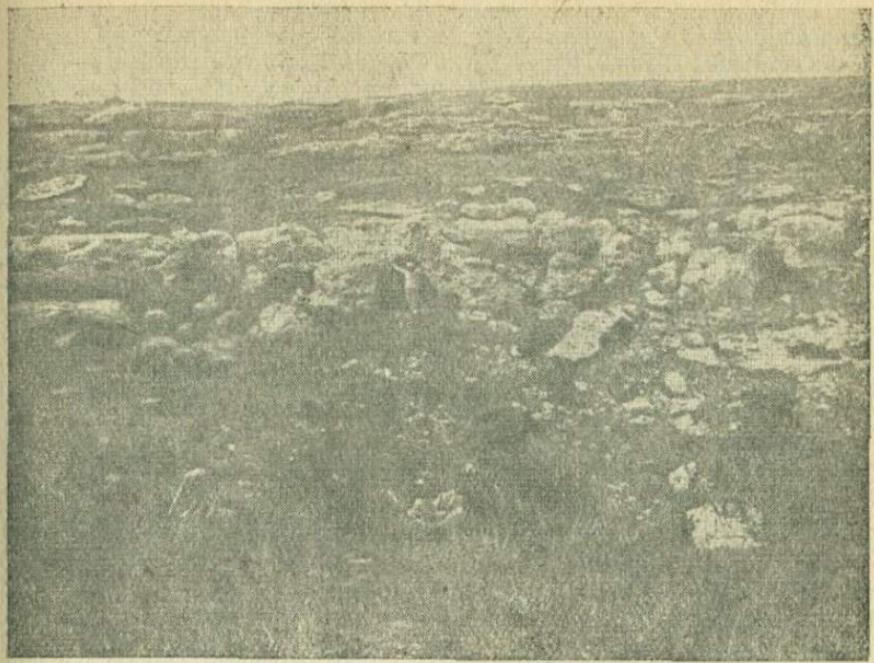
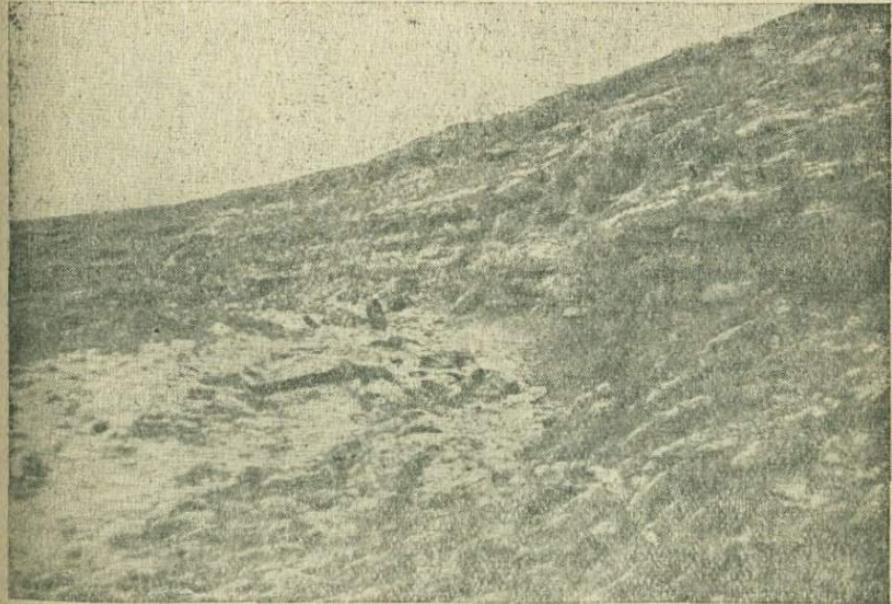


Фото Э. Г. Воккен.

Пещера в склонах балки на Тарханкутском полуострове.



Балка Агарь-су на Тарханкутском полуострове.

Местность на северном берегу Азовского моря представляет невысокую, слабо покатую к югу степь, прорезанную неглубокими, но довольно широкими речными долинами, с неприметными на глаз водоразделами, лишь кое-где несущими ряды или группы курганов. Степь сложена понтическими и сарматскими известняками. Берега Азовского моря круты и сложены послетретичными образованиями (буровато-желтые лёссовидные суглинки, ниже — красно-бурые и зеленоватосерые глины и пески).

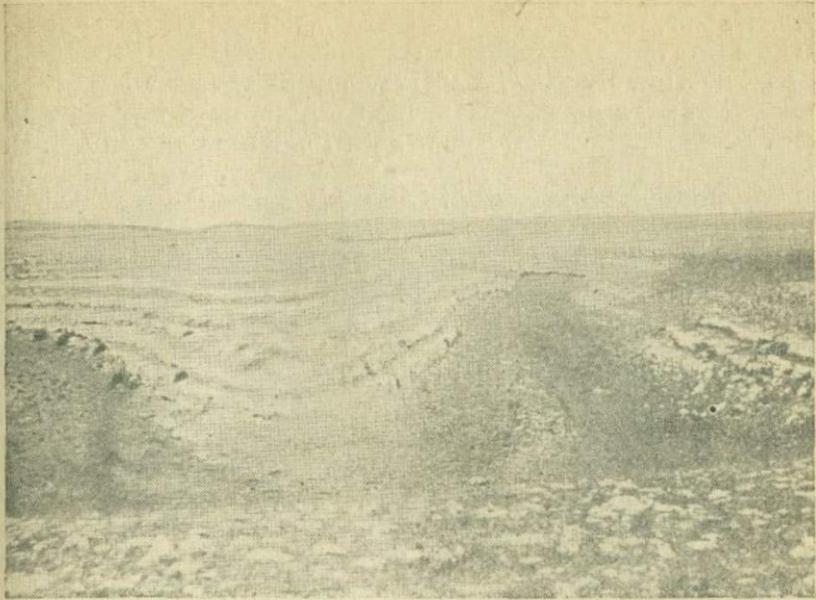
Азовское море, равно как и северо-западный залив Черного моря, лежит на южной окраине Русской платформы. По мнению Архангельского, эта окраина в течение неогеновой эпохи и четвертичного периода не раз испытывала колебательные движения, то опускаясь ниже уровня моря, то поднимаясь над ним. В настоящее время здесь происходит очередное опускание и соответственно с этим трансгрессия. Опускания не сопровождались дислокациями, вследствие чего морское дно имеет здесь спокойный рельеф и постепенное нарастание глубин. По мнению Лисицына, Азовское море образовалось из древней долины Дона, залитой морем и постепенно расширявшейся вследствие подмывания берегов. Как сходный пример, он указывает озеро Гудило в долине Маныча, где берега вследствие подмыва отступают на два метра в год. Более вероятно, что мы имеем здесь остаток того пролива, который когда-то соединял Черное море с Каспием. Того же происхождения и долина нижнего Дона.

Берег Азовского моря представляет ту особенность, что от него отходит в юго-западном направлении ряд кос: Федотова коса — Бирючий остров, Обиточная, Бердянская, Белосарайская, Кривая. К западу от каждой косы берег имеет вогнутое очертание, образуя слабо вдающийся в материк залив.

Н. А. Соколов объясняет образование этих кос господствующими здесь волнениями, идущими с востока и размывающими однородный по сложению берег. Косы сложены песком и битой ракушкой. Низменная полоса такого же состава окаймляет и высокий крутой уступ коренного берега. Лежащая далее к западу Арабатская Стрелка представляет также косу, отделяющую от Азовского моря описанный выше Сиваш.

Далее на восток идет повышенная степь между рр. Тузловой и Доном, прорезанная многочисленными глубокими балками. Породы, слагающие местность, относятся к сармату, меотису и понту. Сверху они прикрыты толщей делювия, состоящего из лёссовидного суглинка, который, по мнению Богачева, был намыт с севера, с Донецкого кряжа в конце плиоцена.

Долину нижнего Дона Крашенинников считает образованной на месте былого пролива, соединившего Каспий с Азовским морем. Основные черты современного речного бассейна были заложены во вторую межледниковую эпоху. После этого морская трансгрессия, совпавшая по времени с третьим оледенением, затопила долину. Последовавшее затем понижение базиса эрозии обособило вторую террасу, сложенную лёссовидными суглинками. Последние опускания базиса эрозии создали современную пойму и дельту Дона. Высота поймы над уровнем реки равна 1—4 м, высота второй террасы 5—6 м, высота третьей 15 м. Донская дельта, по Богачеву, начинается от впадения Донца. Здесь когда-то был двойной лиман, постепенно заполненный дельтовыми отложениями обеих рек. Колебание уровня моря то отодвигало дельту вверх по течению, то продвигало ее к морю. По мере нарастания мелей идет углубление русел, гирл и рукавов. Скорость нарастания дельты Богачев определяет в 5—7 м



Меандр Кельшешской балки на Тарханкутском полуострове.



Арабатская Стрелка.

в год. Дон имеет также обширную подводную дельту, занимающую, по Беляевскому, весь Таганрогский залив, который можно рассматривать как лиман, устье которого постепенно суживается Белосарайской и Долгой косами. Подводная дельта прорезается каналами-гирлами, которые являются остатками прежних дельтовых протоков от тех времен, когда уровень моря был ниже, а дельта — над водою.

Местность к востоку от Дона, в бассейне р. Сала, имеет утомительно однообразный характер. Сал течет почти параллельно Дону, занимая широтную ложбину. Все притоки его впадают слева, имея меридиональное направление, чем подчеркивается уклон ложбины на север от Сало-Манычского водораздела. По долинам рр. Б. и М. Куберле, Б. Амты и Сала наблюдаются две террасы, из которых вторая поднимается над дном долины на 8—10 м, но незаметно сливается с водораздельными пространствами. Поперечный профиль всех долин и балок V-образный. Воды в них мало, так что жители перегораживают балки плотинами-загатами, разбивая таким образом русло на ряд прудов. Выше прудов речки текут на некотором расстоянии, но потом вновь отмирают. Равнинный характер местности разнообразится только многочисленными мелкими понижениями рельефа, которые Воскресенский делит на три категории: блюдца, эллиптические западины и вытянутые вдоль склонов «потяжини». Размеры депрессий колеблются от 4—5 м до 300 м в поперечнике и от 0,1 до 2 м в глубину. Крупные депрессии этого рода носят здесь название лиманов.

Потяжини образуются путем размыва западин и блюдец и слияния их. Иногда таким образом возникают овраги. Процесс постепенной эволюции блюдец осуществляется, главным образом, на склонах благодаря более сильной эрозии. Скопление блюдец на водоразделах иногда сообщает рельефу мелковолнистый характер. На террасах блюдца встречаются редко. Здесь обычно располагаются старицы и «логатины» — пойменные озера, заполняющиеся водой только весною. Эрозионные процессы на террасах действуют слабо. Поэтому террасы почти не расчленены. Образование блюдец Воскресенский объясняет эрозионными процессами прошлого, сравнивая их с теми понижениями, которые он наблюдал на современных поймах.

Район Манычского пролива, по Лисицыну, представляетtektonическую впадину-мульду между Ставропольской антиклиналью и Сальско-Ергенинским палеогеновым плато. В настоящее время водораздел между Каспием и Азовским морем имеет высоту 25 м. Ширина долины у водораздела не меняется, а древняя терраса с каспийской фауной идет, поднимаясь от Западного Маныча к Восточному, сливаясь у водораздела с древними отложениями Каспия. Следовательно, вода шла из Каспия в Азовское море. Пролив не имел непрерывного существования и временами исчезал. Связь Черного моря с Каспийским прекратилась только за 2000 лет до нашей эры. Это было вызвано прогрессирующим понижением уровня Каспия, которое достигло своей предельной величины в VII в. — 56 м. Современная ширина долины достигает 1—3 км, но древняя долина доходила до 10 км в ширину. На склонах ее Лисицын отме-

чает четыре террасы на высотах 1 м, 5 м (с черноморско-каспийской фауной), 15 м (с каспийской фауной), 30 м (пресноводные суглиники). Наиболее развита третья терраса (хвалынская).

ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев В. В. Краткий геологический очерк Ростовского округа, 1914.
2. Богачев В. В. Геологический очерк Таганрогского округа, 1916.
3. Богачев В. В. Степи бассейна р. Маныча. ИГК, 1903. 4. Богачев, В. В. Геологические наблюдения в бассейне р. Сала. ИГК, 1903. 5. Воскресенский М. П. Почвенные исследования в бассейне р. Сала. Тр. Сев.-Кавк. ассоц. Н.-иссл. инст., № 38, Ростов н/Д, 1928. 6. Гладдин И. Н. Геоморфологический очерк Тарханкутского полуострова. Статья в сборнике: Очерки по физ. геогр. Крыма, в. 4, изд. ГЭНИИ, Л. 1939. 7. Григорович-Березовский И. А. Краткий геологический и гидрогеологический очерк территории Манычского морского канала, ПСГ, 1933, № 6.
8. Даенс-Литовский А. И. Пересыпи и косы крымских солиновых озер, ИГО, 65, в. 6, Л. 1933. 9. Даенс-Литовский А. И. Тарханкутский полуостров в Крыму. Статья в сборнике: Очерки по физ. геогр. Крыма, в 2, изд. ГЭНИИ, 1938. 10. Жуков М. М. Геоморфология района Терско-Манычского канала, Тр. МГРИ, т. I, 1936. 11. Каманин Л. Г. К вопросу о террасах нижнего течения Днепра, Зап. Киевск. общ. ест., вып. 3, 1928. 12. Крашениников И. М. Цикл развития растительности долин степных зон Евразии. Изв. Геогр. инст., в. 3, Л. 1923. 13. Лисицын К. И. Водная магистраль Волга — Дон — Азовское море, изд. Сев.-Кавк. план. ком., Ростов-на-Дону, 1925. 14. Лисицын К. И. К строению долины р. Маныча. ТАИЧПЕ, 3, Л. 1933. 15. Луцкий П. И. К вопросу о четвертичных отложениях Присивашья, Почвоведение, 1929. 16. Мушкетов И. В. Заметка о происхождении крымских солиновых озер, Горн. журн., 1895. 17. Соколов Н. А. О происхождении лиманов южной России, ТГК, 10, № 4 СПБ., 1895. 18. Соколов Н. А. К истории причерноморских степей с конца третичного периода, Почвоведение, 6, в. 2, 3, СПБ., 1904. 19. Соколов Н. А. Общая геологическая карта, лист 48, ТГК, 9, № 1, СПБ., 1889. 20. Соколов Н. Н. Некоторые новые данные о рельфе и почвах Крыма. «Крым», 1929, № 1 (9). 21. Шустов Б. С. Географические наблюдения в районе Тарханкутского полуострова. «Крым», 1928. 22. Янковский В. Н. К режиму кос Азовского моря. Изв. гидрометеор. инст. Черного и Азовского морей № 1, Феодосия. 1933. 23. См. также Список литературы к главе о Крыме, № 5, 17, 23, 24, 25, 38.

11. ОВРАЖНАЯ ОБЛАСТЬ ЕРГЕНЕЙ

Овражная область Ергеней представляет меридионально вытянутую холмистую возвышенность, заключающую Волго-Донскую переволоку и Ергени. Административно она входит отчасти в Сталинградскую область, отчасти в Калмыцкую республику.

Волго-Донская переволока представляет собою асимметричный водораздел с совершенно плоским верхом, более круто спускающийся к Волге. Вследствие смещения его на восток и более низкого уровня Волги, эрозия на волжском склоне работает более энергично и создает более резкий рельеф. Средняя высота его около 128 м. Отдельные его площади возвышаются до 150 м, а понижаются до 87 м. Для волжского склона характерна изрезанность оврагами и балками и террасированность. Последняя черта обусловлена или различной стойкостью пород или абразией древних морей. Особенно резко выражена терраса, сложенная каспийскими отложениями. Она имеет высоту 20—30 м над Волгой и постепенно расширяется к югу,

переходя в низкую степь у подошвы Ергеней. Донской склон перевалок падает на запад полого, но, подойдя к Дону, обрывается хорошо выраженным уступом. Здесь Милановский отмечает три террасы — пойменную, надпойменную, сложенную бугристыми и барханными песками, и водораздельный склон.

Возвышенность Ергеней обрывается на восток крутыми выступами, которые здесь называются *хамурами* (носами). Они достигают высоты 70 м. На них почти всегда заметны резко выраженные террасы, происшедшие от смены пород различного состава. Долины восточного склона отличаются в нижней части прямизной, глубиной, крутыми берегами и крутым падением, но в верховьях они распадаются веером радиально расходящихся оврагов небольшой глубины вследствие смены палеогеновых пород рыхлыми песками. Склоны долин террасированы благодаря многократному чередованию различных пород, причем террасы северных склонов выражены резче, чем южных. Северные склоны, кроме того, являются и более крутыми, чем южные, которые покрыты чехлом глинистых четвертичных осадков, сглаживающих неровности рельефа.

Кроме денудационных террас, встречаются и террасы накопления. У притоков Волги наиболее резко выделяются, по Архангельскому, три террасы. Нижняя, поднимающаяся на 2—4 м, сложена новейшими аллювиальными и делювиальными наносами. Средняя терраса наблюдается только в нижней половине долины. Она сложена древнекаспийскими и древнеаллювиальными отложениями хвалынского века. Верхняя терраса состоит из докаспийских древнеаллювиальных и делювиальных пород.

Против устий лощин, у подножия Ергеней, лежат озера, известные в северной части под названием Сарпинских, а в южной именуемые худжирами. Озера помещаются в широкой ложбине, протягивающейся у подошвы Ергеней (рис. 29). Продолжением этой ложбины служит длинная, до 90 км, ложбина Довангол, имеющая ширину 1,5 км и доходящая почти до Каспия.

По мнению И. В. Мушкетова, Сарпинские озера прежде составляли одно целое — древний приток Волги, реку Сарпу, которая с возрастанием сухости климата и вследствие уменьшения количества воды в балках Ергеней малопомалу отмерла, распавшись на ряд озер. По мнению же Костенкова, Православлева, Суворова и Архангельского, озерная ложбина была если не руслом прежней Волги, то во всяком случае одним из ее рукавов. Исследования Жукова привели его к выводу, что в хвалынское время и после Волга текла от Сталинграда не на ВЮВ как теперь, а на юг, вдоль Ергеней, по долине р. Сарпы. Доказательством этого может служить зрелый характер долины Сарпы и очень молодой вид долины Волги ниже Сталинграда. Кроме того, Волго-Ахтубинская долина пересекает вкrest отложения хозарских и хвалынских протоков. Кроме Сарпинского протока, Жуков намечает еще несколько: лощина Дован, отходящая у озера М. Хоната от Сарпинского протока, в свою очередь распадающаяся на две струи южнее озера Амта-Цавдыр. Эти протоки соединяются между собою рукавами, а подходя к морю, вливается в одно большое поле бэрсовских бугров (см. ниже), в районе с. Басинского. К этим основным протокам с СВ направляется целая сеть сложноветвящихся протоков, намечаемых в районе Енотаевска и против него за Волгой бэрсовыми буграми.

К югу Ергени повышаются и оканчиваются у долины Восточного Маныча крутым обрывистым мысом Чалон-Хамур (Каменный

нос), высотою в 70 м. Наивысшая точка Ергеней, Хаюр-Талга, достигает высоты 192 м. По съемкам высшего геодезического управления (1928 г.) вершина Джялдже на Сало-Манычском водоразделе имеет еще большую высоту — 210,2 м. На севере высоты не превышают 90 м. Протяжение Ергеней около 350 км, считая условно их северную границу на параллели Маркштадта, так как они незаметно сливаются здесь с высотами правого берега Волги. Ширина Ергеней от 20 до 50 км. Рассматриваемые с востока от Волги, они производят впечатление горного хребта.

Южная окраина Ергеней представляет так называемый Сало-Манычский водораздел, который, по описанию Православлева,

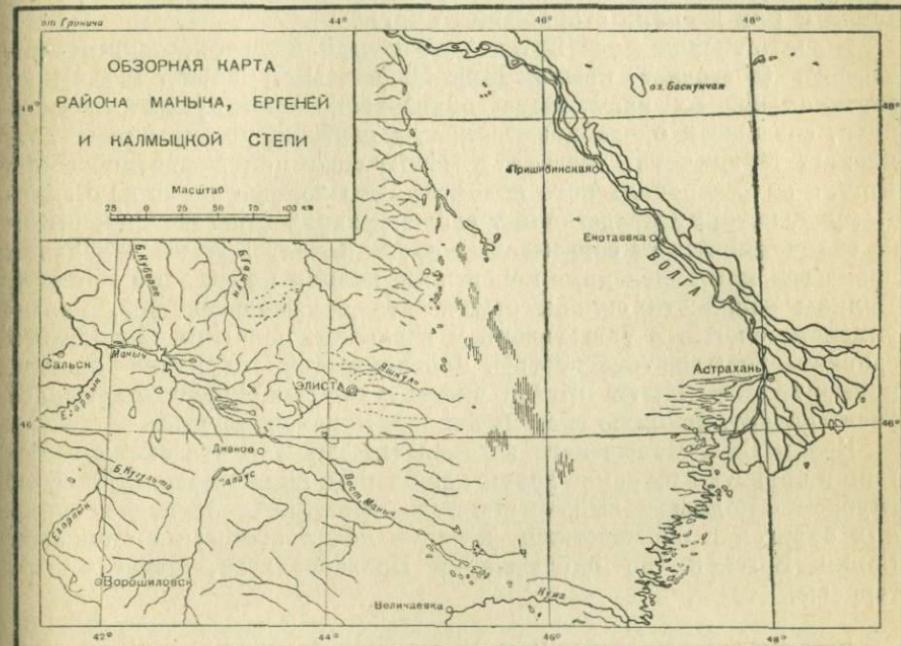


Рис. 29.

имеет вид купола, вытянутого в ЗСЗ направлении и рассеченного балками. Поверхность его усеяна мелкими эллиптическими куполами с насаженными на них буграми. И. В. Мушкетов считал этот водораздел местом наибольшего тектонического вздутия Ергеней, где «сходится и сливается ряд антиклинальных складок, лучеобразно расходящихся отсюда к югу». По Богачеву, здесь место встречи с главной осью поднятия Ергеней той антиклинальной складки, которая должна бы служить соединительным звеном между Донецким кряжем и хребтом Манышлака.

Геологической основой Ергеней являются третичные породы — глины, известняки и песчаники палеогена и неогена. Во время постпиоценовой трансгрессии Каспия Ергени составляли предел ее распространения на запад, так как каспийские отложения прони-

кают в поперечные долины Ергеней, но не переходят за их водораздел. Большим распространением пользуются косослоистые пески, лежащие на размытой поверхности олигоценовых глин или покрывающих их глинисто-песчаных пород. Пески содержат обтертые обломки песчаников, кварца и кремня, иногда до 0,5 м в поперечнике. Этим пескам приписывается флювиогляциальное происхождение.

С запада Ергени представляют едва заметное повышение над степью, но тем не менее они составляют ясный водораздел между относительно многоводными притоками Дона и многочисленными мелкими речками, теряющимися в Калмыцкой степи. Водораздел этот можно считать гребнем Ергеней. На нем находятся высшие точки и ряд древних сторожевых курганов.

Хотя происхождение Ергеней объясняется тектоническими процессами (восточное крыло Доно-Медведицкой антиклинали), но вертикальное их расчленение обусловлено последующей денудацией, создавшей однообразные формы рельефа. Денудация же, по мнению Мушкетова, создала и Манычское понижение, обособив Ергени от Ставропольского поднятия. Это хорошо видно на Чалон-Хамуре, который представляет собою древний береговой яр, ничем не отличающийся от современных яров на Волге. Та же денудация произвела многочисленные поперечные долины по склонам Ергеней. Долины западного склона отличаются большою длиною, малым уклоном, сложным разветвлением верховий, пологими склонами и сравнительной многоводностью. Долины восточного склона коротки, прямолинейны, имеют крутой уклон и крутые склоны, ничтожное разветвление, двойную систему террас, маловодные реки.

Балки Сало-Манычского водораздела глубоко врезаются в Ергени и образуют широкие долины до 5—6 км шириной и до 70—80 м глубиною. Концы их, выйдя в степную низину, выются в виде нешироких оврагов с обрывистыми, нередко почти отвесными стенками. Балки Ергеней, по наблюдениям Православлева, имеют четыре террасы.

Изучение балок позволило Православлеву нарисовать такую историю рельефа. Балки были разработаны до эпохи оледенения или во время ее, а затем широко размыты талыми водами (галечники и пески на палеогеновых глинах). По мере отхода ледника потоки слабели и отлагали более мелкий и лучше отсортированный песчаный материал. С переходом балок на питание атмосферными водами появились тонкослоистые иловато-песчаные глины, бурые лессовидные глины. Происшедшее потом понижение базиса эрозии привело к сужению и углублению балочных русел и образованию четвертой верхней террасы. Хвалынская трансгрессия Каспия подняла уровень вод в балочных системах и ингрессивно накрыла своими отложениями пресноводные осадки предшествующей эпохи. Регрессия создает третью террасу, которая подвергается вместе с тем значительному размыву. Затем наступает новое повышение базиса эрозии и последующее понижение, сформировавшее вторую террасу. Православлев относит третью террасу к вюрмскому веку, а четвертую считает образованной не позже хазарской трансгрессии Каспия, т. е. не позже рисского века. Установленные Жуковым следы перемещения дельты Волги к северу позволяют предположить, что в недавнее время южное окончание Ергеней испытало поднятие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуков М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия. БМОИП, т. XV, 1937.
2. Каменский В. М. К вопросу о возрасте водораздельных песков Ергеней. Вестн. Моск. Горн. акад., т. I, 1922.
3. Каменский В. М. Плиоценовые и постплиоценовые отложения северных Ергеней и Приергенинской степи. БМОИП, 1923—1924.
4. Православлев П. А. Террасы балочных систем и флювиогляциональные образования южной части Ергеней, ТЛОЕ, 60, вып. 1. Л., 1930.
5. Православлев П. А. К вопросу о юго-восточной границе древнего ледникового покрова Русской платформы, ТКЧП, т. 1. Л., 1932.

12. КАСПИЙСКАЯ БЕРЕГОВАЯ РАВНИНА

К востоку от Ергеней и далее за Волгу до чинка Устюрта тянется плоская равнина, примыкающая к Каспийскому морю (рис. 29). Западной своею частью она захватывает Калмыцкую республику, восточной частью — Казахстан. Район вдоль Волги до Каспия принадлежит территории Ставропольской области. Равнина в значительной мере лежит ниже уровня океана. Еще накануне современной эпохи она была покрыта морем, почему и носит все признаки морского дна, только недавно освободившегося из-под воды.

В западной части равнины, у Ергеней, протягивается ряд плоских, едва заметных увалов, идущих почти в широтном направлении. От Каменного Яра на Волге тянется на юго-восток плоский, слаженный, но отчетливо выступающий увал, образованный плоской антиклинальной складкой третичного глинистого сланца, прикрытое тонким слоем глин и песков. Он возвышается над степью на 13—16 м и представляет как бы повторение Ергеней в малом виде. Несмотря на незначительную высоту, увал играет заметную роль в рельефе Калмыцкой степи. Он отделяет систему западных озер от системы озер восточных. К западу и востоку от него отходят поперечные увалы и ложбины. На пространстве от Сарпинских озер до Черного Яра проходит ряд «лиманов», т. е. длинных и узких понижений, идущих параллельно друг другу и Волге. Ширина их от 60 до 100 м.

К востоку между Волгой и озером Баскунчак проходит еще один плоский увал, по гребню которого проложена железная дорога. Выемки последней обнажили здесь каспийские пески, которые затем стали раздуваться ветром, вследствие чего местами возникли золотые формы рельефа в виде дюн и барханов. И. В. Мушкетов указывает, что в большинстве случаев барханные пески являются результатом непредусмотрительной деятельности человека. Такие же летучие пески имеются и по правому побережью Волги, но здесь площадь их распространения меньше. По наблюдениям И. В. Мушкетова, они принадлежат к различным типам, отличающимся не только распределением, формой накопления, но и древностью. Наиболее древними образованиями являются приморские дюны, большей частью уже неподвижные, заросшие травой. Они появляются или в виде отдельных гряд высотою до 15—20 м, рельефно выделяющихся среди степи («толга» — холм), или целых групп холмов и гряд, имеющих более сложный рельеф (кучугуры — Харсанте,

Джанай, Казачьи и др.). Несмотря на устойчивость старых дюн, они при нарушении растительного покрова начинают разеваться. На их месте тогда возникают барханы, изменяющие их форму и нарушающие правильность их расположения. Более новые эоловые формы развиваются в речных долинах на аллювиальных песках, а также на каспийских отложениях. Песчаные поля в речных долинах невелики. Иногда это только отдельные барханы, нередко очень правильной формы. Каспийские осадки дают громадные песчаные поля. Вследствие постепенного перемещения песков к морю многочисленные острова присоединяются к берегу, отодвигая тем самым береговую линию в сторону моря.

Ближе к дельте Волги начинают все чаще попадаться так называемые бэрские бугры. Большинство из них имеет широтное простирание, почти перпендикулярное к долине Волги, другие вытянуты на юго-запад, третья на юго-восток. Бугры представляют параллельные гряды длиною от нескольких десятков метров до 20 км при средней ширине в 200 м и довольно однообразной высоте 6—7—9 м. Расстояние между отдельными грядами колеблется от 200 м до 1,5 км. Бугры располагаются не только около берега моря, но встречаются и далее на север, заходя много севернее Енотаевска. Промежутки между буграми во время разлива Волги заливаются водою. Ближе к морю они находятся постоянно под водою, превращаясь в ильменьи и придавая буграм вид продолговатых островов. Временно увлажняемые впадины превращаются при усыхании в соленные озера или в солончаки-такыры.

Для объяснения происхождения бугров Бэр высказал гипотезу о катастрофически быстром стоке воды при внезапном понижении уровня Каспия. Стекавшая вода прорыла борозды в мягком дне моря и создала систему бугров. По И. В. Мушкетову, происхождение бугровшло различными путями. Некоторые из них образовались вследствие дислокаций в третичных породах, другие являются осушившимися забурнульями, подобными тем, которые и теперь можно наблюдать на дне моря близ устьев рек, третья представляют собою заросшие дюны. Разнообразие причин сказывается и на строении бугров. Так, бугры около Астрахани состоят из глины и песка с диагональной слоистостью, у Зензелей — из дюнного неслоистого песка, у Можарского озера — из каспийских осадков, у Каменного Яра — из третичных глинистых сланцев. В объяснении Мушкетова смешаны формы различного происхождения. Они, несомненно, существуют, но не все они являются бэрскими буграми.

Православлев описывает северо-западное побережье Каспия как почти сплошное водное пространство ильменей и протоков, среди которых возвышаются бэрские бугры, имеющие линейно-кулисное расположение. Высота бугров здесь достигает 20 м и более. К югу от дельты страна представляет пизменную окраину Кумо-Манычской и Ногайской степей, покрытую угасающими и угасшими ильменями, едва приподнятую над уровнем Каспия. По мнению Православлева, бугры являются зародышевыми тектоническими неровностями типа брахиантклиналей. Мнение Православлева впоследствии было опровергнуто буровыми работами Богданова.

Гольнец считает бэрские бугры результатом своеобразного стока вод по слабо расчлененной равнине с небольшим уклоном и поднимающимся базисом эрозии. Сток вод он связывает с таянием ледника, а бугры сравнивал с ледниковыми озами.

В локции Каспийского моря указывается, что дно северного Каспия покрыто островами и банками, которые совершенно сходны с буграми. Если бы морское дно осушилось, то мы получили бы продолжение астраханских бугристых сте-

пей. На основании этого Жуков полагает, что бугры являются дельтовыми образованиями, создавшимися в устьях древних речных потоков, предшествовавших Волге и имевших иное направление. Этот взгляд близок к взглядам Бэра, но приписывает активную роль не морским потокам, а речным. Близок он и к взгляду Голынца, хотя Жуков и считает толкование Голынца неприемлемым.

Регрессия Каспия происходит и в настоящее время со значительной скоростью. На это указывают заброшенные рыбачьи ватаги, оказавшиеся на много километров вдали от моря. Нарастание берега моря близ рукавов Терека составляет 96 м в год. Остров Колки, находившийся в 1860 году на расстоянии 9 км от берега, в 1904 году соединился с материком. Установленная Православлевым саринская трансгрессия происходила во вторую половину XVII столетия, если судить по некоторым историческим данным. Затопление северо-западного побережья сопровождалось землетрясением. Православлев считает, что оно носило местный характер, так как приходится на время общего понижения уровня Каспия, согласно данных Вознесенского, который указывает, что с 1556 г. по 1694 г. уровень Каспия очень слабо понижался, затем стал повышаться до 1742 г. (на 4,1 м), а с этого года до настоящего времени непрерывно понижается. Понижение базиса эрозии не вызвало, однако, оживления речной сети. Кума, Маныч и отчасти Терек обнаруживают в своих устьях признаки отмирания. Так, восточный Маныч, по описанию И. В. Мушкетова, представляет «ничтожную речку с соленой водой, теряющуюся в системе Састинских озер, восточнее которых продолжением ее можно считать еще более ничтожную речку Манца, разливающуюся в озеро Кекенур, а далее к востоку даже трудно определить старое русло ее». Можарское озеро вместе с озерами Кекеусун, Састинскими и другими образовалось вследствие отмирания восточного Маныча. Подобная же, еще более многочисленная и сложная система четко выраженных наблюдается в низовьях Кумы.

Причины, вызывающие движение береговой линии Каспия, не выяснены. Однаково возможны здесь и колебания земной коры, и эвстатические движения моря вследствие изменения количества воды в нем.

Плоская Прикаспийская низменность покрыта мелкими западинами, которые выделяются не столько глубиною, сколько более свежей и зеленою растительностью. Саваренский различает среди них три типа: 1) узкие углубления, вытянутые на несколько километров вдоль реки; они представляют древние протоки, в настоящее время то сухие, то заболоченные, иногда с водою; 2) плоские мелкие понижения окружной формы, длиною в 2 км, глубиною 0,5—1 м; они называются лиманами; весною они содержат воду, летом зарастают травою, главным образом, пыреем; они располагаются группами, цепью, представляют заиленные протоки; 3) мелкие незначительные блюдца диаметром в несколько метров, глубиною 0,1 м приметные, главным образом, растительностью; образовались от выщелачивания солей на месте первичных углублений суши, получивших дальнейшее развитие при содействии растительности, задерживавшей снег и способствовавшей тем самым дальнейшему вымыванию солей.

Лежащая по левому берегу Волги однообразная равнина сменяется в 100 км к северу от Каспия и посередине между Черным Яром на Волге и Гурьевым на Урале обширным (100 кв. км) плоскогорьем Биш-Чохо. На нем в несколько рядов, вытянутых на СВ, возвышаются холмы высотою до 60 м над уровнем большого соленого озера Биш-Уба. Между холмами степь изобилует провалами и пещерами, которые образовались от выщелачивания соли и гипса. По исследованиям Богданова, возвышенность Биш-Чохо является

перемятым ядром огромного купола. Породы, слагающие купол, имеют, повидимому, пермский возраст.

К северо-западу от Биш-чохо лежит гора Чапчачи, сложенная пермскими песчаниками и гипсами. Гора имеет в длину 3 км, а в ширину около 1,5 км. Высота горы только 36 м над уровнем моря. В центре ее лежит мощная толща каменной соли. Гора, по описанию Богданова, представляет группу холмов и крупных бессточных впадин с солеными озерами.

Еще далее на СЗ, на южном берегу озера Баскунчак, лежит гора Большое Богдо, высотою в 171,3 м над уровнем озера, имеющая форму подковы, обращенной выпуклостью к востоку. Она сложена глинами, песчаниками и известняками триаса, поверх которых лежат гипсы и каспийские осадки. Кроме того, были найдены пермские, меловые и третичные отложения. Поверхность горы изобилует провалами.

К северо-востоку от Б. Богдо лежит гора Малое Богдо (28 м над степью). Возвышенность состоит из невысоких гряд с многочисленными воронками на поверхности. Сложена она песчаниками, известняками и гипсами. По данным Богданова, гора представляет ядро большого соляного купола.

На берегах озера Эльтон найдены выходы меловых и юрских пород, причем последние слагают на восточном берегу гору Улаган высотою в 80—90 м над озером.

В 15 км к ССЗ от Биш-чохо расположено поднятие Худай-берген, открытое Богдановым в 1932 г. Это поднятие имеет форму плато, ограниченного с юга, запада и с севера довольно высокими грядами. Высота его до 70 м над озером Биш-уба. По происхождению плато является куполом, сложенным пермскими породами, внутри которого содержится ядро из гипса и, вероятно, шток каменной соли.

Все эти возвышенности представляются одинокими холмами среди монотонной степи. Последние исследования показали, что все они являются соляными куполами.

Равнина изобилует многочисленными озерами, большей частью солеными. Редкие пресные озера, образующиеся весною после таяния снега, к концу лета усыхают, превращаясь или в «соры» с рыхлой почвой, или в «хаки» с почвой иловатой. Не только озера, но и реки в низовьях содержат засоленную воду. Большие озера связаны с возвышенностями и с выходами древних пород. Так, около горы Улаган находится озеро Эльтон, занимающее площадь в 198 кв. км и лежащее на 14,7 м ниже уровня океана. По данным Богданова, здесь находятся два купола с ядрами каменной соли. Берега озера обнаруживают три уровня террас, свидетельствующих об усыхании водоема. К югу от озера Эльтон лежит Ботхульская озерная котловина, имеющая, возможно, сбросовое происхождение. Берега ее обнаруживают также три уровня террас. Далее к югу местность становится несколько выше (35 м) и круто обрывается как к Волге, так и к Баскунчакской котловине. В центре этого повышения лежит озеро Каракуль, возможно, провального происхождения (выщелачивание пермских гипсов). Около Б. Богдо лежит соленое озеро

Баскунчак, имеющее площадь в 88 кв. км. и лежащее на 17,7 м ниже уровня океана. Озеро не всегда содержит воду. Чаще его поверхность представляет солянную корку. Образование котловины Баскунчака объясняется сложными тектоническими процессами, которые сильно затмлены карстовыми явлениями. Повидимому, большую роль здесь играет «соляная тектоника». Такой же характер имеет и Индерское озеро, лежащее на левом берегу р. Урала и связанное с Индерскими горами, которые возвышаются над озером на 56 м. Площадь озера равна 66 кв. км. Оно расположено на 17,2 м ниже уровня океана и на 3 м ниже реки Урала.

Не только озера, но вообще вся южная часть области лежит ниже уровня океана. Так, Волга имеет высоту меженного уровня на нуле у с. Ровного, а у Сталинграда уже на 11 м ниже уровня океана. Река Урал у Калмыкова имеет отметку — 8,3 м.

В северной части страны становится выше и распадается на ряд относительно высоких плоских увалов в 60—100 м абс. выс., пересеченные очень широкими, неясно очерченными долинами рек Б. и М. Узеней, Еруслана и их притоков. Реки здесь, даже и самые большие, летом обычно иссякают и распадаются на ряд котловин со стоячей водой. Кроме речных долин, встречаются также балки, особенно многочисленные в приречной окраине степи — около Торгун-Ерусланской и Волго-Ахтубинской долин, а также около озер Эльтон и Баскунчак. Балки имеют несколько десятков километров в длину при значительной глубине и ширине. В степи балки имеют незначительные размеры. Если балка вскрывает горизонт грунтовых вод, то направление ее становится извилистым, по склонам появляются оползни и обвалы, на дне иногда появляется текучая вода, большей частью солоноватая, сопровождаемая порослями камыша. В таком случае балка иногда получает название «реки».

По Саваренскому, рельеф здесь эрозионный, закрепившийся, выработанный в более раннее время. Он не соответствует современным условиям ослабленного стока. Плоскоравнистая южная часть не разработана. Эрозионные процессы здесь замирают, а эоловые еще не развились. Лебедев и Ковда называют этот район «низкими сыртами». Район распадается на ряд отдельных массивов с платообразной поверхностью, являющихся водоразделами главных рек. Здесь же проходит коренной берег каспийской трансгрессии, ясные следы которой доходят до 48 м высоты. От этого уровня до высоты 65 м простирается сыртовый уступ, подвергшийся абразии древнекаспийского бассейна. По долинам рек море внедрялось глубоко в массив и образовало широкие расширения типа лиманов. Впоследствии реки врезались в древнедельтовые отложения, создавая особые геоморфологические районы.

Волжская долина у Сталинграда имеет ширину в 3—8 км, а к югу от него сразу расширяется до 18—30 км, а местами даже до 50 км. Некоторые авторы считают, что у Сталинграда уже начинается дельта Волги. Весь участок реки к югу от Сталинграда представляет сеть рукавов, старых русел, озер, болот, стариц, заводей и т. д. Весною все эти водоемы сливаются в одну водную поверхность и

представляют впечатление зрелице. Несмотря на громадную ширину, Волго-Ахтубинская долина несет следы недавнего вреза с отвесными ярами и почти полным отсутствием делювиальных склонов. Это объясняется недавним образованием долины, так как в более раннее время Волга протекала западнее.

По левому берегу Волги до ответвления Ахтубы Саваренский отмечает четыре террасы. Из них первая, пойменная, сложена аллювиальными наносами и имеет неровную поверхность, покрытую валами, буграми, грядами, протоками, старицами; вторая, пойменная, или надлуговая, поднята на 8—10 м. Лебедев и Ковда дают для последней высоту 15—20 м. Она тянется вдоль Волги до Ахтубы ясно выраженным уступом. Сложена она желтовато-бурым суглинком (1—1,5 м), шоколадными сланцеватыми глинами (2—3—5 м) и диагонально слоистыми песками. Ширина ее доходит до 4 км. На поверхности наблюдаются песчаные бугры, старицы и озеро-видные понижения. Склон ее к Волге изрезан оврагами до 20 м глубиною. Третья терраса, шириной в 3—4 км, поднята на 20—25 м над рекою; к северу она заходит в долину Иргиза, а на юге сливается с Прикаспийской низменностью. Она тянется вдоль водораздела (Приволжской гряды) сначала узкой полосой до с. Водяного, а потом расширяется. Переход к верхней террасе очень пологий и слабо заметный. Сложена терраса суглинком, который на глубине 2—3 м сменяется тонкими песками. Четвертая терраса лежит на высоте 40 м и составляет так называемую Приволжскую гряду, сложенную песками и имеющую ширину до 50 км.

Северной границей равнины служат южные склоны Общего Сырта, бывшие в прежние времена морскими берегами. К западу, однако, следы береговых уступов исчезают. Следы морского происхождения равнины дали повод еще Гмелину высказать предположение о значительных прежде размерах Каспия. Более подробно развил эту мысль Паллас, наметивший границы древнего Каспия по Ергеням, Общему Сырту, Мугоджарам, а на восток за Аральское море. К югу от Ергеней по Манычу был пролив, соединявший Каспий с Черным морем.

Сокращение морского бассейна отразилось прежде всего на более высоких частях. Попавшие части стали первичными руслами для тех потоков, которые текли с севера вслед за отступавшим морем. Сначала это были заливы, а затем из них сформировались широкие долины. Одна из них стала долиной Волги. Следы другой находятся к востоку от Волги. Поток, шедший по этой долине, оканчивался во внутреннем водоеме, который находился, вероятно, в районе соленых грязей Хаки. Лебедев и Ковда считают, что этот поток, распадавшийся на три ветви, определил особенности рельефа Каспийской равнины. Западная из этих ветвей размывала приволжскую песчаную гряду (IV древняя терраса), которая в виде плоского и широкого (до 50 км) увала протянулась вдоль Волги в ЮЮЗ направлении до параллели с Широкого. Гряда местами содержит цепочки впадин-лиманов, остатки русел прежних притоков. По мнению упомянутых авторов, рельеф равнины определялся, во-первых, тектоникой, а затем отложением каспийских осадков, смывом их и перекрытием наносами лиманно-дельтового характера. Эти взгляды подтверждаются наблюдениями Жукова, который полагает, что к моменту исчезновения вюрмского ледника началось отступание Каспия хвалынского времени. За отступающим морем протягивались рукава древней Волги. Наиболее значительным из них был тот, который шел по долине р. Сарпы у подножия Ергеней.

Поднятие в районе Яшкуля и Бузгая заставило Сарпинский проток отклониться к востоку и направиться в район с. Басинского. Затем проток сместился в лощину Дован. За басинской стадией последовало образование Волго-Ахтубы.

бинской долины, совпавшее с очень низким стоянием уровня Каспия. Этим объясняется переуглубление русла Волги (на 32 м ниже современного базиса эрозии) и р. Урала, от устья которого по дну Каспия тянется на десятки километров «уральская борозда» — подводный морской канал. Жуков полагает, что образование Волго-Ахтубинского протока произошло не раньше, чем за 20—30 тысяч лет.

Местность, лежащая ниже уровня океана, продолжается и далее за р. Урал, в низовьях рек Уила, Сагиза и Эмбы. Поверхность здесь ровная с уклоном на ЮЗ. Возвышенности имеются близ Индерского озера в виде невысоких холмов (до 55 м), сложенных пермскими, меловыми и третичными породами. Эти, преимущественно гипсовые, холмы изобилуют пещерами и провалами. Далее на восток, к северу от широтного участка Эмбы, поднимается среди ровной степи столообразная возвышенность Иман-кара (120 м). Она вытянута меридионально и образует крутые склоны во все стороны. Сложенена она железистым песчаником, пропитанным гудроном, вследствие чего имеет черную окраску. С севера ее окружает полуокольцо белых холмов мела, который слагает и основание горы. К западу от нее находится возвышенность Кой-кара, сложенная также железистым песчаником. Реки здесь имеют солоноватую или даже горько-соленую воду и в низовьях обычно теряются, распадаясь на отдельные лужи стоячей, тухлой воды. Степь, как и по сю сторону Урала, покрыта множеством минеральных озер.

Прикаспийская низина продолжается и на север по левому берегу Волги до устья Камы и вдоль этой последней. Восточной границей этой Заволжской низины служат отроги заволжских возвышенностей. В общем, это — местами плоская, местами волнистая равнина. Равнинность нарушается к северу от р. Самарки, где к Волге подходят Соколовы горы. Затем к югу от устья р. Б. Иргиза резко выделяются две меловые возвышенности (120 м), которые являются сходными по строению с высотами правого берега Волги. По мнению Никитина и Осокова, эти возвышенности являются единственными остатками тех меловых и палеогеновых отложений, которые некогда покрывали всю страну между Волгой и Уралом.

Местами развиты бугристые пески, которые издавна считались дюнными ландшафтами. Земятченский, а затем Гаель указали, что эти дюны на самом деле являются пойменными гривками и всхолмлениями, т. е. имеют эрозионное происхождение, а не эоловое. То же подтверждает и Мазарович. Пески Бузулукского бора и по р. Самарке одевают склоны и переходят иногда даже на высокие водоразделы.

Левые притоки Волги при впадении образуют характерные озеровидные расширения. Кроме того, они имеют чрезмерно широкие долины, неопределенные очертания берегов и дельтообразный характер. Никитин и Осоков объясняют эти особенности постепенным отступанием моря. Во время трансгрессии реки имели незначительное падение, разливались в ширину, ветвились на рукава и образовывали дельты. По мере отступания моря дельты росли в длину и накапливали аллювиальные осадки. Иными словами, речные долины вырабатывались из узких и длинных морских заливов. Такой же характер имеет и долина Волги. Во время подъема воды в Волге притоки ее образуют в устьях временные озера. При спаде воды притоки начинают сильно эродировать. Этим объясняется с од-

ной стороны извилистость рек, а с другой стороны глубокое врезание их в собственные аллювиальные осадки, толща которых доходит до 20 м.

Вся местность, заключенная между правобережными высотами Волги и Общим Сыртом, представляет как бы длинный залив, по которому наступавшее море далеко проникало на север. Поэтому акчагыльские пласти являются при сложенными к древним породам и залегают в понижениях, разветвляясь на узкие полосы вдоль рек, причем они доходят до бассейна р. Вятки. Последующие отложения распространены менее широко. Отложения эти представлены ашлеронскими сульфатными глинами, красноватыми гипсонасыщенными глинами бакинского яруса, песчаными отложениями хазарского яруса (с торфянистыми образованиями), отложениями ательского яруса в виде светлобурых лессовидных суглинов и грязнобурых глинистых и песчаных отложений и, наконец, шоколадными глинами и песками хвалынского яруса.

Так как акчагыльские отложения не заходят в долину Волги выше Камы, то можно думать, что долина Волги во времена акчагылы здесь еще не существовала. Это подтверждается и слабой разработанностью современной волжской долины в этом участке — от Казани до с. Богородского Волга течет узким руслом в крутых берегах с резкими очертаниями, тогда как Кама выше устья имеет колоссальную, хорошо разработанную долину.

Мазарович указывает, что вся новейшая история Поволжья ярко написана местами на формах его рельефа. В миоцене и плиоцене здесь была высокая суша, постепенно разрушавшаяся. Следы ее сохранились до сих пор в бассейне рек Самарки и Терешки в виде возвышенности с мягкими и слаженными склонами, иногда превращенными в изолированные хребты и бугры, расположение которых не совпадает с направлением современных рек и балок. Между этими возвышенностями заложены понижения, находящиеся вне действия современного размыва. Тогда же были заложены крупные понижения долин Волги, Камы, Вятки, Белой, Самарки, Терешки, низовий Сызрана и других рек. В середине плиоцена произошла акчагыльская трансгрессия, осадки которой между реками Самаркой и Б. Иргизом имеют мощность в 20—50 м, но южнее опускаются все глубже и достигают в бассейне р. Камелика 100 м мощности. Еще далее на юг, в 25 км к ЮВ от Александрова Гая, буровая скважина прошла 160 м по акчагылу и не достигла конца на общей глубине в 200 м. У Астрахани акчагыл залегает на глубине 500 м. По мнению Мазаровича, все это свидетельствует о медленном прогибе Заволжья, причем этот прогиб вызвал сбросы у Эльтона, в Самарской Луке и в районе Ульяновска. Прогиб постепенно затухает к северу.

Следующую, ашлеронскую трансгрессию Мазарович относит ко времени тюнцкого оледенения. Осадки ашлерона в виде черных глин и буро-зеленоватых суглиновков являются отложениями болот и засточных озер этого плювиального периода. Кроме этих озерно-болотных образований, в Ергенях отлагались континентальные пески — продукт разрушения Дона-Медведицкой антиклинали.

Бакинская трансгрессия соответствует миндельскому оледенению. К этому же времени относятся и так называемые сыртовые глины, которые к югу от Самарской Луки залегают мощной темнобурой или коричнево-бурой толщей. Они слагают здесь междууречные пространства и придают им мягкоглинистые очертания (сырты). Впервые они были выделены и охарактеризованы С. С. Неуструевым, который указал, что вся страна к западу и к югу от Общего Сырта может быть названа сыртовой. Это сыртовое Заволжье образует крупную депрессию, открытую на юго в Каспийскую низину и замкнутую с других сторон. Сыртовые глины внизу слоисты, содержат местами известковые конкреции, даже плиты. Местами они жирные, местами грубые, содержат раковины пресноводных моллюсков и кости сухопутных животных. Мощность их от 20 м на периферии доходит до 60 м на равнине. Они заполняют все понижения предшествующего рельефа. По мере приближения к возвышенностям они также поднимаются, следуя в общем изгибам акчагыльской линии.

По Мазаровичу, сыртовые глины являются периферическими отложениями флювиоглициальных потоков миндельской эпохи в засточных местах. Образовались они в эпоху бакинской регрессии. Саваренский, изучавший сыртовые глины в бассейне Узеней, также считает их континентальным отложением эпохи оледенения. Он отмечает при этом их карбонатность, гипсонасыщенность и соленость, склонность к образованию столбчатой структуры. К западу они постепенно

переходят в лёссовидные глины, суглинки и лёсс. Ближе к Волге они становятся песчаными и даже сменяются песками. Красно-бурую их разновидность Саваренский считает аналогом таковых же глин на юге Европейской части ССР. Мазарович не связывает сыртовые глины с лёсом, а считает их сходными скорее с безвалунными суглинками и покровными глинами центральной части. На правом берегу Волги их нет, кроме нижней части — красных глин, которые были найдены у Александровской и на Волго-Донской перевалке в древних впадинах, имеющих направление, перпендикулярное к современной балочной сети. И. П. Герасимов установил в сыртовой толще два горизонта: красно-бурый (нижняя толща) и желто-бурый (верхняя толща). Между ними залегают отложения изменчивого характера — суглинки, пески различной мощности. Вопреки утверждению Мазаровича, Герасимов устанавливает лёссовидный характер желто-буровой толщи и настаивает на сходстве четвертичных разрезов Украины с таковыми же разрезами Заволжья. Точно так же и красно-бурые глины нижнего Заволжья сходны с красно-бурыми глинами Причерноморья. Эти глины развивались в условиях жаркого и влажного климата и являются озерно-лиманными отложениями местного происхождения. Таким образом, Герасимов не считает их флювиогляциальными отложениями и вообще отрицает всякую связь их с оледенениями. Он приписывает им плиоценовый возраст. Желто-бурая (верхняя) толща образовалась позже вследствие изменения климатических условий в сторону большей континентальности и аридности. Время их образования — время хазарской и дравнезвикской трансгрессии.

Наступление русского ледника вызвало появление озерно-болотных отложений с мелкими кристаллическими валунами. Эти отложения впоследствии были перекрыты мореной, состоящей из бурых, красно-бурых и серых глин, обогащенных в нижних частях валунами местных пород, а в верхних — валунами северных пород. Морена слагает равнинную западную часть, доходя до линии Пенза — Аткарск — Петровск — Усть-Медведица. Но Приволжскую возвышенность ледник не покрывал. Морена кончается либо россыпями валунов на водоразделах, либо крупными скоплениями их в виде валов. По Мазаровичу, рельеф во время наступления льдов был резче современного, так как влажный климат создал густую сеть рек и балок, на что указывает причудливая поверхность коренных пород, понижения в которых были заполнены потом делювиальными суглинками.

В начале русской эпохи, по Мазаровичу, произошло опускание Заволжья, вызвавшее периферические сбросы, из которых один прошел вдоль Волги и края Ергеней. Анализ послетретичных отложений и изучение истории рельефа нижнего Поволжья дают повод думать, что резкого опускания не было, а был склон перегиб с местными сбросами. В виде компенсации местности, прилегающие к Общему Сырту и к бассейну р. Самарки, испытали поднятие, что доказывается резким несоответствием высот залегания плиоцена и сыртовых глин в сравнении с правым берегом Волги.

После дислокаций наступила хазарская трансгрессия, отложившая песчано-глинистые слои буро-желтоватого и серо-бурового цвета по левому берегу Волги на высоте нулевой горизонтали. Талые воды русского ледника стекали по долинам Иловли, Медведицы, Дона, Сызрана, Суры, Свияги и заносили их песками, которые теперь лежат в виде прислоненной террасы на высоте 30 м. Розанов отрицает флювиогляциальный характер отложений Заволжья, указывая, что граница оледенений проходила слишком далеко от этой области. И. П. Герасимов, присоединяясь к выражению Розанова, добавляет, однако, что здесь могли иметь место значительные скопления вод вследствие трансгрессии Каспия. В этих бассейнах отлагался, главным образом, местный материал, а не приносный.

На морских хазарских слоях залегают степные суглинки элювиального и делювиального характера, содержащие кости крупных позвоночных. Они принаследуют уже к ательскому ярусу. На правом берегу, в сыртовой области и в Приуралье им соответствуют бурые столбчатые суглинки делювиального происхождения, расположенные по балкам и по пологим склонам. Эти суглинки возникли за счет разрушения возвышенностей от действия талых вод и ливней.

Бюрмское оледенение отразилось только на увлажнении климата и на размыве балок. Наступившая затем хвальинская трансгрессия оставила темнокоричневые глины, серые и бурые пески на ательских суглинках. Море заливало все

балки и образовало в их устьях высокие террасы (до 28 м). На этих террасах стоят города Сызрань, Хвалынск, Вольск, Саратов, Камышин и др. Мазарович указывает, что такая большая трансгрессия не могла быть вызвана столь слабым оледенением, как вюрмское. Поэтому должны были существовать и другие причины тектонического характера. Это подтверждается еще и тем, что наибольшему рисскому оледенению соответствовала слабая хозарская трансгрессия. Милановский объясняет это тем, что в рисское время Прикаспийская низменность лежала на относительно более высоком уровне, чем в эпоху вюрма.

По Мирчинку, всякое надвигание ледникового покрова сопровождалось усилением эрозии, а межледниковые эпохи отмечались замиранием размыва и заполнением долин. Спад ледниковых вод вызывает замену песчаных кососложистых накоплений глинистыми осадками. Озерные отложения также являются памятниками межледниковых эпох. Трансгрессии, по Мирчинку, происходили в конце оледенений, Мазарович же относит их к началу, указывая, что рисские пески накрываются суглинками и глинистыми песками, которые свидетельствуют об ослаблении потоков и образования застойных бассейнов. Конец оледенения сопровождался усыханием климата, а не увлажнением.

Послевюрмское время характеризуется сухим климатом и небольшими трансгрессиями Каспия — кемрудской, джорданской и саринской.

Мазарович намечает шесть циклов эрозионной деятельности: 1) цикл миоплиоценовый — оставил следы в Куйбышевской области в виде столowych гор и шиханов, расположенных выше современного плато; впадины в коренных породах, заполненные неогеновыми отложениями (по Каме, по Самарке); 2) цикл верхнеплиоценовый — оставил следы в виде волнистой пограничной линии акчагыльского бассейна, на осадках которого залегают унионовые слои; впадины, в которых залегают пески Ергеней; 3) цикл миндельский — образовал главнейшие понижения — Дон с притоками, Волга; углубления, которые были заполнены потом сыртовыми толщами; 4) цикл рисский — разработка речных долин и балок; 5) цикл вюрмский — слабые следы эрозии в суглинках; 6) цикл современный — современные балки и овраги.

Вследствие наложения этих циклов друг на друга получается сложный рельеф: ряд террас, разнообразие склонов и балочных понижений на различных уровнях.

Наряду с эпохами размыва Мазарович намечает три периода аккумуляции: 1) верхнеплиоценовый — отложение ергенинских песков, гуртовых глин, унионовых слоев и слюдистых песков Заволжья; 2) миндельский — отложение сыртовых глин и песков; 3) рисский и рис-вюрмский — отложение морены, аллювиальных песков, суглинков, делювиальных масс.

Дислокации, по Мазаровичу, имели также три фазы: до акчагыльской трансгрессии в плиоцене, в начале рисской эпохи и после оледенения. Дислокации выразились, главным образом, в виде опускания Заволжья, которое вызвало ряд сбросов по окраине. Эти сбросы получают интересное истолкование на карточке Шатского (рис. 25). По мнению Архангельского, приволжские дислокации образовались раньше опускания Заволжья и связаны с дислокациями средней России. Тот же автор указывает, что первые следы существования заволжской депрессии относятся к концу палеозоя. Это доказывается повсеместным распространением пермских отложений к востоку от Волги и отсутствием их к западу от Волги. Существование депрессии в мезозое доказывается наличием триасовых и меловых осадков. Опускания области чередовались с поднятиями. Так, наличие сарматских осадков на Ергенях и отсутствие их за Волгой свидетельствуют о повышенном положении Заволжья в сарматском веке. Дальнейшие колебания этого участка суши были описаны выше.

По Милановскому, четвертичные дислокации Поволжья связаны с изменением нагрузки во время ледниковых и межледниковых эпох. Различие в структуре правого и левого берегов вызывало сильные напряжения в области соприкосновения двух разнородных глыб, разрешавшиеся расколами и сбросами вдоль Волги.

ЛИТЕРАТУРА

1 Архангельский А. Д. Общая геологическая карта. Лист 94, западная половина, ТГК, нов. сер., 155, Л. 1928. 2 Архангельский А. Д.

Геологические исследования в юго-западной части 94-го листа. ИГК. XXX. 3. Архангельский А. Д. К вопросу об истории постледового времени в низовом Поволжье. Тр. Почв. ком. Моск. общ. с. х. 1, вып. 1—3. М. 1913. 4. Богданов А. А. Новые данные по стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений нижнего Поволжья. БМОИП, XI, в. 4. М. 1933. 5. Богданов А. А. Новые данные по стратиграфии нижнего Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани, ТЛОЕ, 63, в. 2, Л. 1934. 6. Богданов А. А. Соляные купола нижнего Заволжья, БМОИП, 1934. 7. Бушинский и Келлер (редакция). Природа и сельское хозяйство засушливых-пустынных областей СССР, № 3, 1928. 8. Вознесенский А. В. О новейших данных по изменению уровня Каспийского моря, Изв. Центр. гидро-метеор. бюро, 13, М., 6, Л. 1926. 9. Герасимов И. П. О генезисе и возрасте сырьевых отложений нижнего Заволжья. ТКЧП, 4, Л. 19. 10. Голынец Ф. Ф. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях, Тр. Нефт. геол.-разв. инст., сер. Б. в. 2, 1932. 11. Голынец Ф. Ф. Дефляционные котловины памятной Калмыцкой степи, Изв. Краев. инст., 2, Саратов, 1927. 12. Лисицын К. И. О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании степных блюдец, Мат. Сев.-Кавк. геол.-разв. тр., вып. 1, 1932. 13. Мазарович А. Н. Террасы Волги и четвертичные отложения Заволжских степей, Бюлл. Информ. бюро Асс. для изуч. четверт. отлож. Европы, № 3—4, Л. 1932. 14. Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и постледовых отложений Поволжья, Изв. Ак. наук 21, 1927, №№ 9—11 и 12—14. 15. Мазарович А. Н. О ледниковых отложениях южного Поволжья, Вестн. Моск. Горн. акад., 1 № 1, М. 1922. 16. Мазарович А. Н. Основы разделения юго-востока на естественно-исторические районы. Журн. Агрон. ЮВ, 1, в. 2, 1922. 17. Мазарович А. Н. О плащеобразном залегании в области Поволжья, ГВ, 4, Л. 1921. 18. Мазарович А. Н. Континентальные процессы формирования рельефа в среднем Заволжье. ТАИЧПЕ, 3, Л. 1932. 19. Мушкетов И. В. Общая геологическая карта, листы 95 и 96, ТГК, 14, № 1, СПБ, 1895. 20. Оползни среднего и нижнего Поволжья и меры борьбы с ними. Сб. ВОДГЕО, под ред. Е. В. Милановского и М. П. Семенова, 1935, 21. Православьев П. А. Кривая русла и современный базис эрозии нижней Волги, ТЛОЕ, 61, в. IV, Л. 1926, 22. Православьев П. А. Северо-западное побережье Каспия, Изв. центр. гидромет. бюро, 8, Л. 1929. 23. Православьев П. А. Современные движения земной коры в Каспийской области. Тр. 2-го Съезда геологов, вып. 1, 1930. 24. Православьев П. А. Гидрологические условия в области нижнего течения рр. Б. и М. Узеней, ТЛОЕ, 39—42, в. IV, Л. 1924, 25. Розанов А. Н. Основные черты геологического строения Саратовского Заволжья, БМОИП, 9, М. 1931. 26. Саваренский Ф. П. К вопросу о районировании юго-востока Европейской России, Журн. оп. агрон. Востока, т. 1, в. 1, 1922. 27. Саваренский Ф. П. Роль лиманов и гидрогеология Заволжских степей. Водное хозяйство и мелиорация, Журн. Техн. ком. Упр. водн. хоз. и мелиор., № 4—12, 1922. 28. Саваренский Ф. П. Сырьевые глины Заволжья, БМОИП, 1927. 29. Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья, ТГГРУ, 44, Л. 1931.

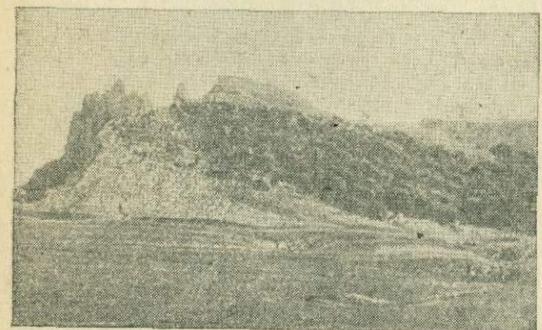
VI. КРЫМСКО-КАВКАЗСКАЯ ГОРНАЯ ПОЛОСА

1. ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ КРЫМА

Горная область Крыма отличается от степной не только по рельефу, но и по геологическому строению. Она представляет обломок складчатой страны, в значительной части погрузившейся в недра Черного моря. Тектоника ее своеобразна и обусловлена литологией, неоднократной складчатостью, эпейрогеническими колебаниями и широким развитием сбросов, надвигов и других дизъюнктивных дислокаций.

Сказанное относится только к Главной (южной) гряде. Вторая и третья гряды относятся к крыльям предгорных впадин (Алминской и Азовской) и представляют, в сущности, продолжение равнинного Крыма, косо приподнятое и обволакивающее древнее и сложное ядро горного Крыма.

Крымские горы начинаются у мыса Фиолент и идут с ЮЗ на СВ



Вершина Ай-Петри. Карстовые воронки.

на протяжении 150 км, оканчиваясь у Феодосии. Они идут сначала вдоль берега моря, затем у Байдарских ворот отступают от берега на 2 км, у Мисхора — на 4 км, у Гурзуфа — на 6 км, у Алушты — на 12 км. Эта прибрежная полоса, равно как и южный склон гряды, образуют так называемый южный берег Крыма, защищенный с севера горной грядой и имеющий мягкий климат Средиземья. Берег является абразионным. Очертания его находятся в зависимости от устойчивости пород и от характера поверхности склона. В глинистых сланцах образуются ровные или слабо вогнутые невысокие берега. Известняки и лакколиты образуют выступы в виде мысов или полуостровов и скалистые высокие берега. В районе Севастополя берега ингрессионные. Пляж развит слабо.

Подводная часть представляет узкую мелководную террасу, равнинность которой составляет резкий контраст с сильно расчлененными и иногда высокими берегами. Архангельский считает, что такое строение берегов свидетельствует о медленном, но неуклонном срезании Крымского побережья морем. Только изредка сохра-

няются останцы от размыва. Таковы, например, скалы Элькенкая у горы Опук на Керченском полуострове. Нижний край подводной террасы опускается на 150—200 м, а местами даже на 400 м. Так как на таких глубинах абразия не может действовать, то необходимо допустить, что подводная терраса подверглась опусканию. Это подтверждается и наблюдениями над составом черноморских илов, а именно: наличием мидиевого ила на таких глубинах, где мидии жить не могут (глубже 60 м). Величину опускания Архангельский определяет для нижнего края террасы в 150—200 м, а у Ялты даже



Главная гряда Крымских гор над Ялтой.

в 400 м за время в несколько тысяч лет. Оседание южного берега происходит путем сбросов. Сбросы являются результатом опускания впадины Черного моря, которое происходит, по мнению некоторых авторов, под влиянием натиска с севера трансильванских цепей (отрогов Карпат), а с юга Балкан. Это же опускание вызвало отклонение Дуная к северу и поворот Прута и Серета к югу.

Горная гряда обрывается к морю круто, иногда даже отвесно, но несколько западнее Судака уступ исчезает. Кроме того, по обеим сторонам Чатырдага гряда пересечена поперечными долинами. К северу и к северо-западу гряда спускается очень полого, причем вершины ее имеют плоский, столовый характер. Эти плоские вершины называются «яйлами». Начиная с запада, идут: Ай-Петринская яйла, Ялтинская яйла, Никитская яйла, Бабуган, Чатырдаг, Долгоруковская яйла, связанная на юге перешейком Тырке с Демерджинской яйлой, Караби. Наиболее высокими являются Бабуган и Чатырдаг.

тырдаг. Местами на яйлах имеются хорошие пастбища для овец. По татарскому названию пастбищ — «яйла» — стали называться и эти вершины и вся гряда.

Яйла начинается к востоку от Байдарских ворот и идет полосою в несколько километров шириной, суживаясь, однако, местами до нескольких десятков метров. В наиболее широкой части она имеет ширину до 7 км (Караби-яйла). Почти такие же размеры имеют

пустынные поверхности Демерджи-яйлы, лежащей к западу, Чатырдага и Бабугана. Резко обособленных вершин в Крымских горах, в сущности, нет. Те вершины, которые таковыми считаются по внешнему их виду с южного берега, как, например, Ай-Петри, оказываются только окраинами яйлы, краями плоской поверхности гряды, круто обрывающимися к югу. Наиболее резко выраженной является вершина Чатырдага (Шатер-гора), отделенного поперечными долинами от Демерджи и Бабугана. Благодаря своей обособленности Чатырдаг долго считался самой высокой точкой яйлы, на самом деле наивысшей точкой является Романкот — 1542 м. За ним следуют Демиркапу — 1539,9 м, Зейтинкот — 1534 м (все три вершины над Гурзуком), Кемаль-агерек — 1527 м (над Ай-Василем), Эклизи-бурун на Чатырдаге — 1524,1 м, Бабуган — 1470 м, Демерджи — 1357 м, Ай-Петри — 1233,2 м.

Главная гряда Крымских гор над Ялтой.

Наиболее древними породами горного Крыма являются нижнепермские известняки, выходящие в долинах рек Салгира, Алмы, Бодрака и Марты. Эти известняки заложены в виде глыб среди триасовых и нижнеюрских сланцев. Нижний склон гряды сложен изогнутыми слоями глинистых сланцев, песчаников и конгломератов, относящихся к отчасти и верхнему триасу, отчасти к юрской системе. Эти породы объединяются в настоящее время в одну «таврическую формацию». Слоистость сланцев неправильная — слои часто переходят в вертикальное

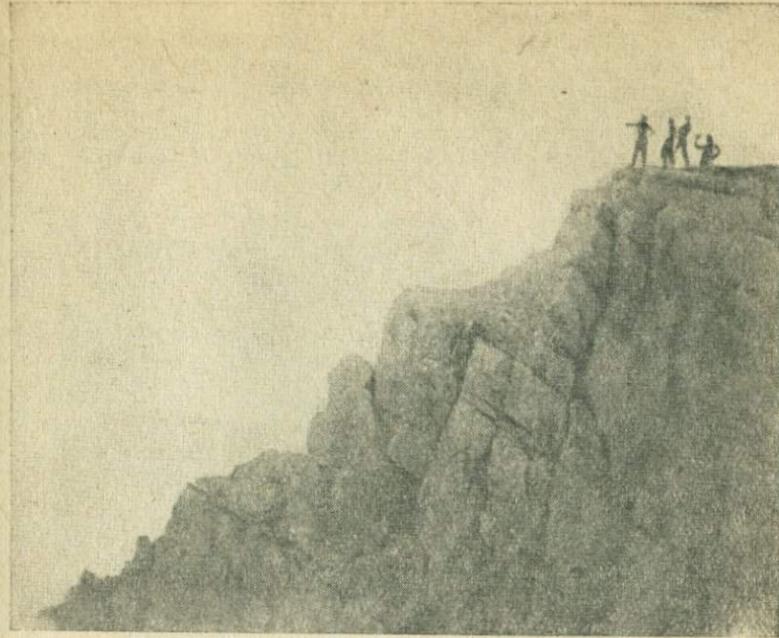


Фото Д. Н. Тарасова.

Вершина Эклизи-бурун на Чатырдаге



Карровая поверхность на Чатырдаге.

положение, опрокидываются, утолщаются, выклиниваются. Иногда они поднимаются очень высоко. Так, конгломераты на вершине Демерджи заходят на высоту 1216 м. Сланцы прорезаны кое-где жилами известкового шата и гипса. Верхняя часть гряды сложена верхнеюрскими известняками, несогласно лежащими на подстилающих породах. Начиная от б. Георгиевского монастыря до мыса Форос темные известняки обрываются к югу отвесными стенами (мыс Айя 585 м). Восточнее мыса Форос известняки становятся сероватыми и, сохранив прежнюю крутизну, несильно отходят от берега.

У Алушты длина склона достигает 12 км. Здесь выступают глинистые сланцы, среди которых спускаются к морю гребни известняков и выступают лакколиты изверженных пород. Балки и лощины приурочены обычно к сланцам вследствие их легкой размываемости. Эти лощины и долины широки и глубоки. Современные потоки врезались в их дно и образовали тальверги с крутыми боками, над которыми поднимаются древние склоны более пологих очертаний. Более крупные долины вверху разветвляются, образуя амфитеатры.

Выходя на поверхность яйлы, известняки обусловливают здесь развитие карстового ландшафта. Многочисленные замкнутые впадины различной величины и формы чередуются со столь же разнообразными возвышенностями, напоминая пустыню, покрытую барханами. Иногда сеть впадин напоминает речную долину с притоками. Иные из них представляют ложбины, иные — воронки. Растительности очень мало, так что общий тон окраски ландшафта серовато-белый с блеклозелеными пятнами травянистых площадок. Только на склонах некоторых воронок или на дне их ются отдельные деревья. Не только растительный покров отсутствует на яйле, местами нет и почвенного, и голая поверхность известняков представляет безжизненное каменное море, каменный хаос, образовавшийся от распадения известняка на причудливые глыбы.

Система глубоких трещин и желобков образует так называемое «карровое поле». Карры, или щротты, представляют собою рытвины, бороздящие поверхность известняков самым прихотливым образом. Иногда это — глубокие, как бы ножом проведенные врезы, отделенные широкими полосами нетронутой породы, иногда же борозды так тесно примыкают одна к другой, что разделяющие их стенки являются тонкими острыми пластинами. Иногда борозды параллельны, напоминая на вертикальных обрывах желоба дорических колонн, иногда причудливо скрещиваются. Особенно дикие карровые поля встречаются в центральной и восточной части Караби и на Чатырдаге. На других частях яйлы они встречаются реже и на ограниченных пространствах. Это объясняется тем, что на Караби и на Чатырдаге порода представлена наиболее чистым известняком, тогда как в других местах известняки содержат примеси песка или глины. Здесь рытвины не так глубоки, заполнены глиной, острые ребра притуплены, поверхность ровнее и покрыта травой, среди которой выступают желтовато-белые гребни карров и куски известняка, напоминающие пожелтевшие кости павших животных.

Кроме карров, характерными формами рельефа являются воронкообразные или блюдцеобразные углубления различных размеров и глубин, имеющие круглое или овальное сечение. Воронки распре-



Карстовая воронка на Чатырдаге.

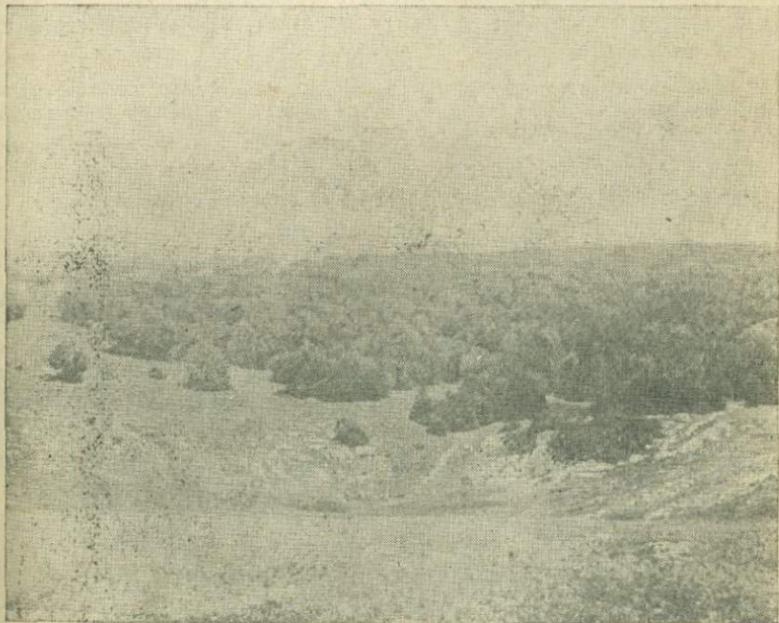


Фото Д. П. Тарасова.

Карстовая воронка на Чатырдаге близ пещеры Суукхоба.

делены по яйле неравномерно. Иногда они встречаются в громадном числе на небольших участках и дают впечатление окаменевшего взволнованного моря или покрытой барханами пустыни. По Круберу, наибольшее число воронок встречается на средней террасе Чатырдага (на 1 кв. км — 30—50), в средней и южной частях Караби, между Мердвеном и Лименами. Чаще всего встречаются воронки средних размеров с поперечником в 40—50 м, глубиною в 5—20 м. Вообще же размеры их колеблются в очень больших пределах: длина от 2 м до 200 м, глубина от 1 м до 40 м. Наиболее обширные воронки Крубер наблюдал на пути из Байдарской долины к Лименам.

По наблюдениям Васильевского и Желтова, карстовые воронки на средней части Чатырдага развиты в таком большом количестве, что невозможно пройти по прямой линии ни в одном направлении. Воронки здесь доходят до 300 м в поперечнике и до 50 м в глубину. Большинство воронок имеет отвесную западную стенку и крутые остальные. Стенки воронок обычно имеют одинаковый уклон, но встречается и асимметрия склонов, соответствующая залеганию пластов. Асимметричные воронки приурочены также к наклонным поверхностям, где они встречаются, однако, много реже, чем на горизонтальных. На более крутых склонах форма воронок сильно искажается. Иногда асимметрия обусловлена действием ветра или продолжительным залеганием снега.

На дне воронок по большей части находится или вертикальный колодец или отверстие, ведущее в систему каналов или вертикальных пещер. Дно воронок покрыто бурой, желтоватой, реже красной глиной (*terra rossa*), получившейся в результате выветривания известняков (неразложимый остаток). Благодаря этому здесь может расти трава, кустарники и даже деревья, придающие воронкам характер оазисов.

Эти качества, а также защищенность от ветра привлекают к воронкам внимание редкого населения, которое пользуется ими для устройства овечьих загонов (кошней) и даже огородов.

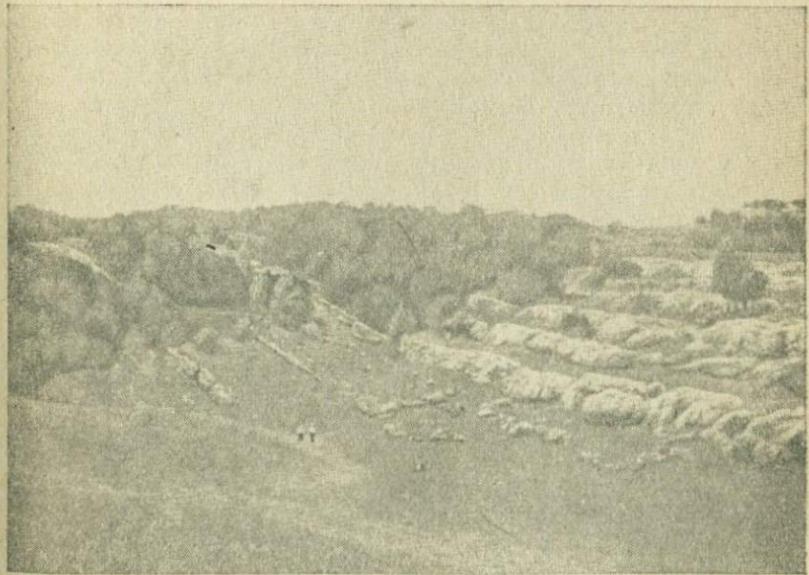
Зимою в воронках накапливается снег, который долго сохраняется летом. В них накапливаются талые и дождевые воды, являясь единственными источниками воды в карстовой пустыне. Такие водоемы пересыхают к концу лета. Но есть и непересыхающие водоемы в воронках, питающиеся, повидимому, грунтовой водой (Крубер отмечает один на Долгоруковской яйле недалеко от пещеры Кизилхоба, другой — на южной окраине Караби).

В расположении воронок можно отметить их группировку рядами вдоль трещин напластования или же вдоль дислокационных линий (на Долгоруковской яйле ССЗ—ЮЮВ). Иногда они, повидимому, группируются по руслу существовавшего когда-то потока. Больше сказывается, однако, зависимость от чистоты породы, т. е. известняка. Так же, как и карры, воронки чаще развиваются на чистых известняках.

Кроме воронок, попадаются, хотя и значительно реже, впадины, имеющие большие горизонтальные размеры и продолговатую форму, так что большая ось в 3—6 раз превосходит малую. Дно таких впадин ровное и покрыто слоем глины, местами усеяно воронками. Стены их отвесны и имеют высоту в 10—30 м. На дне имеются времен-



Карстовая воронка на Чатырдаге.



Карстовая воронка на Чатырдаге.

ные ручьи, исчезающие затем в провалах-понорах и озерах. Такова, например, впадина между скалой Шишко и горой Беденекыр на Ай-Петринской яйле, котловина Бештекне над д. Лимены, Б. Когей на Караби-яйле. Крубер, следуя Цвиччу, предлагает называть такие котловины «увалами». Удобнее будет оставить название котловин. В восточной части Караби такие котловины сходны по внешнему виду с речными долинами, но отличаются от них отсутствием постоянного уклона в одном направлении и замкнутостью со всех сторон. На Бабугане они вытянуты почти меридионально и отделены одна от другой стенами, которые весьма схожи с человеческими сооружениями. Круто, почти вертикально падают эти стены ко дну котловин, обнаруживая весьма сильное разрушение.

Они прорезаны глубокими каррами, как бы искромсаны ножом, распались на отдельные глыбы значительных размеров, или на целые хаосы таких глыб, причем коррозия продолжает свою разрушительную работу, придавая иногда этим глыбам форму каких то надгробных памятников (Крубер). На дне котловин вьется иногда рыхлина размыва, заканчивающаяся скоплением стоячей воды. Иногда рыхлины превращаются в овраг, как, например, у вершины Зейтинкюш, прорезающий не только известняки, но и подстилающие песчаники и превращающийся к западу от горы Хабаникыр в настоящее ущелье. Такие ущелья при продолжающемся развитии могут расчленить яйлу на отдельные массивы.

Такого же рода котловины имеются и на Никитской яйле. Образование их Крубер объясняет слиянием нескольких воронок в одну, причем наиболее способствующим фактором является содержание в известняке глинистых частиц. Глина, оставшаяся от выветривания, накапливается в воронках и нивелирует дно. Талые и дождевые воды, задерживаясь на дне, образуют временные озера и рыхлины. Участки яйлы, покрытые котловинами, имеют характер дряхлеющего карста. На западе яйлы котловины, близкие к северным окраинам, оказались захваченными соседними речками и превратились в овраги, придающие совершенно непривычный вид этой части яйлы.

По мере дальнейшего развития котловины могут понизить свое дно до уровня грунтовых вод, вследствие чего могут вскрыться некоторые ходы подземных вод. Появится постоянный ручей на дне котловины, а периодически будут происходить наводнения, усиливающие коррозионные процессы и содействующие дальнейшей нивелировке дна. Такого рода котловины получили сербское название «полье».

К полям Крубер относит Байдарскую долину и примыкающие к ней с запада и юго-запада долины Варнутскую, Кайту, Кокию и Ласпинскую. Байдарская долина лежит на высоте 223—270 м, со всех сторон замкнута горами, которые только на северо-западе прорваны каньоном реки Черной. Форма долины овальная, но неправильная вследствие примыкания других котловин. Большая ось долины идет с ЮЗ на СВ, т. е. параллельно преобладающему простиранию пород. Долина имеет в длину от 15 до 16 км, а в ширину от 6 до 8 км. Окружающие возвышенности поднимаются метров на 500. На дне долины имеются отдельные утесы высотою до 600 м.



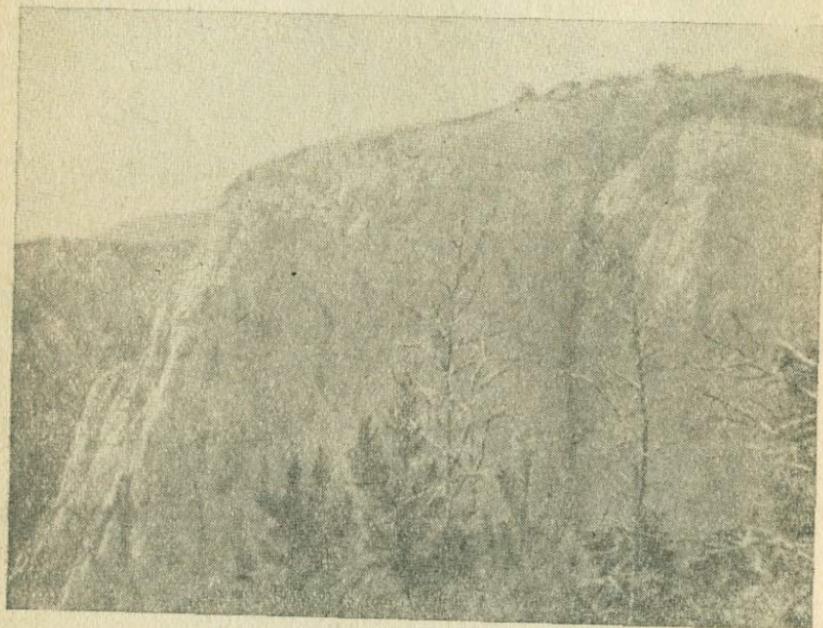
Карстовая воронка на Чатырдаге.



Карстовый ландшафт на горе Авунда близ Ялты.

Долина орошается системой речки Черной, в состав которой входит до шестнадцати речек. Дно долины сложено глинистыми сланцами, а возвышенности как по окраинам, так и в середине — известняками.

Повидимому, история Байдарской долины такова. Первоначально она была намечена тектоническими процессами, главным образом, меридиональным сдвигом, установленным Борисяком. В разрыве известняков выходят глинистые породы, прерывающие яйлу и обуславливающие Байдарский перевал. Затем долина подверглась карстовой денудации, дошедшей до предела, т. е. до вскрытия грунтовых вод, после чего началась эрозионная работа проточных вод. Образовавшееся поле было затем вскрыто прорывом реки Черной, перепилившей горную гряду с северо-запада. Возможно, что долина прорыва образовалась вследствие ряда провалов кровли над пещерной рекой.



Скала Балан-каз близ Ялты.

Васильевский и Желтов указывают большое количество польев на северной части Чатырдага. Процессы денудации уже разработали на дне их овражную сеть. Здесь же можно наблюдать переход воронок в полья.¹

Реки горного Крыма могут быть разбиты на две категории. К первой относятся реки, берущие начало у окраин карстовых областей. Они питаются сильными источниками (воклюзами) и в самом начале многоводны. Долины таких рек в верховьях замкнуты с трех сторон и образуют циркообразные углубления. Таков Салгир, начинающийся Аянским источником у северного подножия Чатыр-

¹ Наличие польев на Чатырдаге возбуждает сомнение. Возможно, что указание на них является результатом неправильной терминологии.

дага, Биюк-карасу, берущий начало в 7—8 км от Карасубазара. Ко второй категории относятся реки, имеющие прерывистое течение, т. е. исчезающие под поверхностью. Вследствие этого образуются слепые долины, если речка исчезает в циркообразном углублении, или же сухие долины, если речка теряется постепенно в галечных наносах. Так, в 5—6 км от деревни Скели, расположенной у юго-восточной окраины Байдарской долины, выбивается речка Суук-су, которая в сухое время быстро исчезает под галечником, а затем вновь выходит на поверхность под названием Узен. Долина Суук-су и Узен имеет характер теснин. У деревни Скели речка вновь выбегает на поверхность под названием Черной речки. В зимнее и весеннее время течение речки не прерывается. Другим примером может служить речка Соботкан над деревней Кизилхоба, впадающая в периодическое озеро Проварье.

О величине разрушительной работы подземных вод можно судить по следующим расчетам Крубера. Источник Аян в течение года выносит в растворенном виде 18 877 500 кг углекислой извести, иными словами, пустоты внутри Чатырдага увеличиваются ежегодно на 7 260 куб. м. Такая разрушительная работа приводит к образованию пещер. Из крымских пещер пользуются известностью пещеры Чатырдага. Васильевский и Желтов обследовали здесь восемнадцать пещер: Бинбашхоба длиною в 210 м, Суукхоба — 128 м, Топсююхосар — вертикальный колодец глубиною больше 130 м и другие пещеры. Много пещер на Караби-яйле, из которых самая длинная, вероятно, Туакская (130 м).

На яйле нет водных потоков. Все выпадающие осадки просачиваются по трещинам и воронкам вглубь, пока не встретят подсти-



Водопад Учан-су близ Ялты.

лающие водонепроницаемые пласти глинистого сланца. Здесь вода подпруживается и выступает на обрывах в виде источников, питающих небольшие крымские речки и ручьи. Крутизна склонов способствует образованию водопадов — Учан-су, Яузлар, Массандровский, водопад Головкинского и другие. Местами вода не имеет сосредоточенного стока и выступает на отвесных стенах известняков небольшими струйками и потоками, капает с обрывов. Снег, выпадающий зимою, заполняет воронки и пещеры и задерживается в некоторых из них, наиболее глубоких, в течение целого года, поддерживая питание ручьев и содействуя расширению воронок работой морозного



Туфовая площадка в верхней части долины Кизил-хоба.

выветривания. Наиболее крупные речки южного склона образуют в верховьях перевалы или по-местному «богазы». Но эти перевалы чаще имеют тектоническое происхождение.

Вершины долин обоих склонов яйлы часто сходятся, расчленяя яйлу. По тальвегу долин располагается цепочка карстовых воронок. На северном склоне долины имеют изменчивый характер — в зависимости от пород меняются как размеры долин, так и число террас. В восточной части некоторые реки южного склона, повидимому, захватывают верховья рек северного склона.

По Борисянку, в создании современного рельефа яйлы крупную роль играли поперечные сбросы, разбившие гряду на ряд отдельных массивов, перемещение которых сопровождалось винтовыми движениями вокруг вертикальной оси. Так, Чатырдаг отделен от Бабугана огромным сдвигом. Это мнение поддерживается наблюдениями Архангельского, который установил ряд поперечных

сбросов на дне Черного моря, связанных со сбросами Таврических гор (подводный залив между меридианами Аюдага и Меганома). Головкинский полагает, что юрский известняк при своем формировании был разбит на отдельные массивы, образуя выступы и разветвления, свойственные рельефу коралловых рифов, скопляемым представителем которых он и является. Таким образом, тектонические события и первичная структура гряды дали направления, к которым впоследствии размыв и приурочил свою деятельность. Н. Н. Соколов думает, что правильнее будет рассматривать массивы яйлы как огромные останцы, так как понижения на яйле приурочены к легко размываемым сланцам.



Замыкание мешковидной долины Кизил-хоба.

Образованию богазов, несомненно, помогало и подземное размывание, вызывавшее образование пещер и последующее обрушение кровли. Трециноватые и пронизанные пещерами известняки, подмываемые подземными водами снизу на поверхности глинистых сланцев, теряют иногда устойчивость и сползают вниз. Этому способствуют землетрясения. Иногда происходят обвалы огромных глыб и целых гор известняка. Вследствие таких обвалов образовались многие известняковые скалы, лежащие среди сланцев у самого моря. Таковы: скала Форос, гора Кошка, Биюк-исар, Кучук-исар, Крестовая гора близ Алупки, гора Могаби, массивы Судакской долины, скалы в Гур-

зуфе, камни Одолары, лежащие в море в 427 м от берега, скала Даива, или Дева, в Симеизе. Встречающиеся во многих местах нагромождения камней, известные в Алупке под названием «хаоса», того же происхождения. При этом следует отметить, что хаос в Алупке состоит из обломков диабазовой породы, что указывает на более широкое распространение описываемого процесса. Оползни и обвалы для южного берега Крыма являются настолько обычными, что приняли характер общественного бедствия и принудили население изыскивать меры борьбы с ними. Усиленная поливка табачных плантаций способствует подвижности верхних слоев почвы, лежащей на сланцах, и весь южный берег подвергается опасности сползания. Образование оползней способствует толща грубых суглинисто-щебенчатых наносов в нижней части южного склона. В настоящее время принимаются решительные меры борьбы с процессом оползания.

Кроме упомянутых выше осадочных пород, местами выступают кристаллические породы — андезиты, диабазы, диориты, порфиры и вулканические туфы. Такими породами сложены почти все мысы и многие из прибрежных гор: Кастель — 441 м, Урага, Чамны-Бурун — 1212 м, Аюдаг — 570 м, Плака, Ай-Тодор, Ласпи, скалы б. Георгиевского монастыря, мыс Фиолент, Карадаг — 579 м, Партенит, Кучук-Ламбат, скалы Лимен, выходы у Симферополя. Некоторые из них являются лакколитами, а Карадаг, как показал Слудский, есть остаток древнего вулкана, сложенный вулканическим туфом, мелафиром и андезитом. В западной части побережья изверженные породы представлены слоистыми туфами. Извержение пород происходило, по мнению Лагорио, в конце юрского периода или в начале мелового. Так как изверженные породы, пронизывая юрско-триасовые сланцы, не дают контакта с верхнеюрскими известняками, то возраст их надо признать более ранним, чем верхняя юра. Монсеев относит время их извержения к средней юре и к келовею. В районе Балаклавы встречены более поздние туфы нижнемелового возраста.

К востоку от Караби-яйлы южная гряда теряет характер яйлы. Эта часть горного Крыма вообще слабее изучена, чем западная часть. Глинистые сланцы таврической формации захватывают здесь полосу значительной ширины (до 10 км), делаясь более песчанистыми, рыхлыми и более светлыми. Эта сланцевая толща подвергалась сложной складчатости. На сланцах лежат более молодые слои, состоящие из песчаников, конгломератов и слоистых известняков. Разнообразие пород создает разнообразие форм. Известники образуют изолированные гряды и гребни небольших размеров, отдельные утесы и скалы, а сланцы — холмы с более мягкими склонами. Южный склон гряды имеет здесь почти пустынный характер. Дефляция и корразия на известняковых скалах, пустынный загар на горных породах, присутствие солей в почвах низин и общий облик возвышенностей напоминают ландшафты Закаспийской области. Ливневой режим осадков вызывает образование оврагов в легко размываемых сланцах, способствует смыву на круtyх возвышенностях

и накоплению пролювиальных и делювиальных толщ. На крутых склонах часто образуются земляные пирамиды.

Водораздел здесь имеет вид сравнительно узкого хребта, расчлененного эрозией на отдельные отрезки. Более высокие его точки: Катран-Якан-тепе — 1011,4 м, Кыргуч — 891 м, Аюкая — 932,8 м, Айвазская — 853,2 м, Плакья — 692,8 м, Сасыхан-тепеси — 703,1 м, Биюк-дерек — 602,9 м. Общее направление гряды северо-восточное, но благодаря расчленению образовались хребты и северо-западного простирания. Такого же направления и разделяющие их долины, но долины верхних горных потоков, впадающих в эти консеквентные



Фото И. И. Бабкова.

Англезитовая дайка на Карадаге в Крыму.

долины, имеют самые разнообразные направления, чаще по простиранию хребтов (т. е. северо-восточное). Узкие в верхних частях долины становятся широкими в нижних частях и несут на своих склонах несколько террас. Реки в них часто пересыхают или зарываются в рыхлом аллювии, но после дождей обращаются в бурные потоки, причиняя огромные разрушения.

Вдоль северного склона южной гряды идет продольная долина шириною в 15—20 км, за которой возвышается вторая крымская гряда высотою от 450 до 575 м. Направление этой гряды определяется пунктами: Инкерман, Мангуп-Кале, Карасубазар, Феодосия. Сложена она, как и дно отделяющей ее долины, меловыми породами, причем нижние горизонты состоят из известняков, песчаников, конгломератов, серых глин и мергелей, а верхние горизонты — из твердых известняков, образующих нависшие карнизы, из-под которых выступают осыпи белых мергелей. В западной части

в строении гряды принимают участие и нуммулитовые известняки эоценена. Подобно первой гряде, и вторая имеет крутой южный склон и пологий северный с падением пластов к северу и северо-западу. Рельеф этой гряды определяется размывом, создавшим глубокие поперечные и диагональные долины (рр. Бельбек и Кача). Крутые скаты увенчаны утесами причудливой формы в виде крепостных стен, башен и т. п. Местами гряда распалась на обособленные горы: Типе-Кермен — 542 м, Мангуп — 580 м и др. В известняках высечено множество пещер, служивших жилищем человеку в доисторическое и даже в историческое время. Тут берут начало главные реки северного склона, образуя в верховьях обширные амфитеатры с широко ветвящимися ступенчатыми балками. Далее к северу встречаются местами сильно расчлененные участки.

Восточная часть этой гряды, в окрестностях Карасубазара, по исследованиям Добрынина, имеет сложную тектонику. Здесь могут быть прослежены древние складки, затронувшие юрские и нижнемеловые отложения. Простирание складок — ВСВ. Они оказывают влияние на современный рельеф только чередованием мягких и плотных пород, различно поддающихся размыванию. Современный рельеф сформирован в значительной степени сбросами, а затем речной эрозией.

Н. Н. Соколов считает более вероятным обратное положение. Довольно высокая первоначально страна (800—700 м) имела ступенчатый характер. Сильное развитие речной сети оставило только останцы (гребни и вершины) на различных уровнях. Так, горы Лысая и Агармыш, сложенные разными породами, имеют высоту около 725 м, а гора Карадаг — 510—570 м, Узунсырт и Типе-Оба около 270 м.

Направление долин определяется новейшим водового характера поднятием горного Крыма. Это же поднятие вызвало образование террас в окрестностях Карасубазара по рекам Танасу и Карасу, приподнятым на 20—40 м с возрастанием амплитуды на юг.

Страна к югу и юго-востоку от Карасубазара представляется расчлененной на множество отдельных высот, пиков и гребней, составляя резкую противоположность лежащей к западу массивной и округлой Караби-яйле.

У Старого Крыма равнинные плиоценовые отложения непосредственно граничат с юрскими известняками столового массива Агармыш (725 м). Это — единственная в восточной части Крыма яйла, далеко выдвинутая к северу и круто вздымающаяся над равниной. Подобно прочим яйлам, и Агармыш обнаруживает следы карстового процесса. Н. Н. Соколов полагает более правильным считать Агармыш восточным останцом меловой гряды.

В западной части меловые пласты наклонены к северо-западу. Субсекущентные долины отделяют хорошо выраженные куэсты, идущие параллельными грядами. Эти долины в сущности являются, как показал Н. Н. Соколов, цепями продольных долин, слившихся верховьями; здесь обычно заметен и водораздел. Такова, например, долина Алма-Салгир. Там, где поперечные долины встречаются с продольными, иногда образуются широкие депрессии (вдоль

Салгира, Бельбека, у Карасубазара) с террасированными склонами.

Третья горная гряда, высотою всего 150—200 м, отделяется от второй гряды неширокой долиной, в 3—4 км шириной. Эта гряда развита только в западной части и близ Симферополя сливается со второй. Сложена она среднетретичным известняком. К северу она спускается полого, переходя в горизонтально напластованную равнину. Наивысшая точка гряды имеет высоту 352 м.

Муратов относит вторую и третью гряды к предгорьям, считая их в сущности наклонно приподнятыми частями равнинного Крыма.

Представление о горном Крыме, как о трех параллельных дугообразных грядах, оспаривается Добрыниным, который выдвигает теорию геантклиналии, протягивающейся в виде свода с ЗЮЗ на ВСВ, с обрамленным южным краем. Весь крымский купол разломан системой продольных и поперечных сбросов и сдвигов, разбивших его на ряд отдельных массивов и хребтов. Полное залегание пластов на западе вызвало здесь появление обширных столовых массивов. Круто поставленные пласти на востоке обусловили расчлененные и разнообразные формы рельефа. Поднятие крымского купола было вызвано опусканием древнего pontического или киммерийского нагорья, занимавшего место современного Черного моря. Горный Крым является с этой точки зрения северной окраиной pontического нагорья, уцелевшей от катастрофы. Это представление подтверждается данными фито- и зоогеографии, указывающими на тесную связь флоры и фауны горного Крыма с органическим миром Малой Азии, Балканского полуострова и Закавказья.

Глубокие зондировки дна Черного моря показали, что во многих местах на больших глубинах (до 1800 м) залегают галечники и обломки раковин, отложившиеся, конечно, в то время, когда эти глубокие места находились в прибрежной полосе прибоя. Эти данные приводят к выводу, что центральная черноморская впадина является грабеном, возникшим вследствие сбросов, направление которых параллельно простиранию хребтов, окружающих Черное море.

По мнению Архангельского, грабен Черного моря продолжает медленно расширяться. По мере расширения море постепенно срезает берег, который затем подвергается опусканию и раскальванию посредством продольных сбросов. Таким образом, сбросы допускаются только на дне моря, а сбросовый характер южного склона главной гряды отрицается. Добрынин возражает против этого, указывая на выходы лакколитов и других эруптивов по южному берегу. По мнению Добрынина, не только южный, но и северный край гряды сформированы продольными сбросами.

В явном противоречии со взглядами Архангельского стоит факт нахождения отдельных участков, приподнятых над морем четвертичных ракушников (у Судака, у Феодосии, на Керченском полуострове). Поднятие относится ко времени позднего плиоцена и плейстоцена. Результатом такого поднятия можно считать развитие террас в различных местах Крыма. Так, Борисяк указывает на речные террасы в долине Бельбека, Головкинский — в окрестностях Алушты, Андрусов — в окрестностях Судака.

Андрусов считает, что террасы Судака образовались в результате сильного механического выветривания в условиях сухого климата. Он различает здесь два рода террас: 1) морские, приподнятые на четыре-шесть метров над уровнем моря, хорошо выраженные между Судаком и мысом Меганомом; 2) континентальные, хорошо развитые по обеим сторонам Судакской долины. Андрусов отмечает четыре яруса террас. Самый верхний и древний ярус террас сохранился в виде столовых гор к югу от горы Манджил, высотою в 200 м и 168 м, с ровными, слегка наклоненными к югу вершинами, сложенными щебневыми отложениями. Второй ярус террас развит особенно хорошо между южными склонами г. Манджил и возвышенностями Меганома и Алчака. Вследствие размытия вторая терраса состоит из узких полос, тянущихся от Манджила к берегам и оканчивающихся мысами. Эти полосы отделены одна от другой глубокими и крутыми балками, на склонах которых обнажаются юрские глинистые сланцы, прикрытые отложе-

ниями щебня и суглинка в 1—8 м мощностью. Третья терраса развита по восточному склону г. Перчем на западной стороне Судакской долины в виде широкой наклонной плоскости, изрезанной оврагами и круто обрывающейся к долине. Четвертая терраса находится на южном склоне г. Перчем.

Все эти террасы Андрусов считает остатками размытых конусов выноса с гор Манджил, Перчем и др. Огромные конусы выноса образовались в результате интенсивного механического выветривания и действия ливневых потоков. Во время своего образования террасы окружали Судакские возвышенности со всех сторон, подобно тому как это можно наблюдать и в настоящее время в пустынных странах.

Американские ученые называют такого рода образование *piedmont slopes*, что Андрусов переводит термином «пригорные склоны» или, по Толману, «бахады». Бахады составляют для каждой горной возвышенности в пустынном ландшафте как бы пьедестал, быстро становящийся пологим к периферии. Это наблюдается и на Судакских террасах. Кроме того, доказательством пустынного происхождения Андрусов считает характер щебневых отложений, слагающих террасы: щебень этот угловат, мало сортирован и несет следы происхождения из ближайших пород. Ярусное расположение террас указывает, что в периодом отложения каждого яруса следовала эпоха размыва, уничтожавшая в значительной мере осадки предшествующей эпохи. Андрусов полагал, что образования такого рода должны быть широко распространены в Крыму, и поэтому отрицал возможность только тектонических причин их происхождения, считая, что они могли действовать совместно с климатическими причинами.

Добринин, разбирая доказательства Андрусова, указывает, что нигде в Крыму неизвестны горы, окруженные бахадами; состав террасовых отложений можно объяснить и работой водных потоков; террасы скорее являются производными влажного климата, а не сухого. Он приходит к выводу, что террасы Судака свидетельствуют о тектоническом поднятии страны, начавшемся в неогене и продолжавшемся в плейстоцене.

Н. Н. Соколов отмечает, что террасированность характерна вообще для южного склона. Так, к западу от Алушты имеются ровные площадки, сформированные в различных породах, но лучше выраженные в сланцевой полосе. Склон распадается на ряд уступов, а балки и долины имеют ступенчатый продольный профиль. На Чатырдаге хорошо видны широкие ступени яйлы на высоте около 1200, 1050 и 800 м. Кроме этих ступеней, можно отметить еще ступени на высотах 700, 500, 300, 200, 100, 50 м и более низких. Ширина четвертичных речных террас в горах и значительная мощность четвертичных речных отложений у подножия гор указывают на то, что речная сеть была здесь когда-то более мощной.

Бабков делит все крымские террасы на несколько категорий: 1) Несомненно морские послетретичные террасы, расположенные под г. Сокол у Судака, в бухте Капель, у Меганома, около Феодосии и на Керченском полуострове. Они хорошо выражены, слегка дислоцированы, приподняты на 10—15 м, сложены галечником, песком, битой ракушкой, залегающими трансгрессивно на более древних породах. Согласно с Андрусовым, Бабков относит их ко второй межледниковой эпохе (соответственно Тирренской террасе). Произошли они вследствие замирающих послетретичных дислокаций, но не от общего поднятия. 2) Сомнительные морские террасы у б. Георгиевского монастыря, в бухте Ласпи, у Тессели, у Партенита. Высота их 1,5—2—3 м. Состоят они из раковинных прослоек и линз песка и галечника, покрыты намывами. Это — береговые отложения обломочного материала, слегка приподняты местной дислокацией. Слабо выражены. 3) Отложения морских раковин на большой высоте (до 300 м), ничего общего с террасами не имеющие, а являющиеся мусорными кучами. Террасы по западному побережью Крыма, повидимому, затоплены морем.

Федорович, изучавший террасы по долинам рр. Качи и Алмы, указывает на совпадение их со средиземноморскими террасами Депере. То же устанавливает Личков для террас Судака. Если принять общность эпигенетических движений для всего европейского юга, то весьма вероятно, что крымские террасы представляют явление, аналогичное средиземноморским. Это заключение под-

крепляется также и наличием аналогичных террас на Кавказском побережье Черного моря. Личков приводит сравнительную таблицу высот средиземноморских террас и террас Судака:

Сицилийская	90—100 м	Манджильская 1	121,6—151,5 м
Милацкая	55—60 »	» 2	89,6—106,7 »
Тирренская	30—35 »	Перческая	59,7—76,2 »
Монастырская	18—20 »	Судакская	30,01—38,4 »

Он указывает, что количество террас совпадает, а по высоте судакские террасы находят свой нижний предел в средиземноморских. Между высотами, однако, наблюдается значительное расхождение. Перческая терраса скорее соответствует Милацкой, чем Тирренской. Больше совпадения показывают террасы у Карадага: по Головкинскому, высоты их будут 20, 30—40, 80—85 и 90—100 м. Объединяя данные Федоровича, Соколова, Головкинского и Православцева, Личков дает такую таблицу (в метрах):

Террасы	Федорович	Соколов	Головкин-ский	Православ-лев
Первая	1—4	2,4	—	—
Вторая	8—12	10	—	—
Третья	18—20	—	—	—
Четвертая	30—40	35	30—37	30—40
Пятая	50	60	60—76	80—85
Шестая	95—100	100	90—107	90—100

Имеющиеся расхождения в высотах Личков объясняет результатом местных тектонических движений. Так, высокие морские террасы в Крыму могли быть уничтожены землетрясениями. Ввиду этого все сопоставления крымских и кавказских террас со средиземноморскими являются в значительной мере произвольными. В другой своей статье Личков дает такие числа для террас Крыма: 3,6—9,8 м (Ницккая терраса 4—4,5 м), 18—20 м (Монастырская), 30—40 м (Тирренская), 50—70 (Милацкая 50—60 м), 90—100 м (Сицилийская), 142 м (Чаудинская).

В различных местах Керченского полуострова также развиты морские террасы, число которых, по Архангельскому доходит до пяти. Древнейшие из них характеризуются отложениями мыса Чауда на высоте 20—25 м. Следующие террасы относятся уже к четвертичному времени, высоты их будут 17—18 м, 7—2 м. Керченские террасы не всегда выражены в рельфе, а представляют только горизонты в разрезах.

Личков приходит к выводу, что Черное море распадается на два бассейна — южный, находившийся все время в связи со Средиземным морем, и северный, мелкий, являющийся результатом наступления моря на опускающуюся сушу. Наоборот, по южным, восточным и западным берегам имеются признаки поднятия в виде четырех террас, отвечающих средиземноморским. В северной части этих террас нет, а замечаются признаки опускания (лиманы, сиваши, подводные террасы и т. п.). Поэтому здесь, кроме «поймы», имеется только одна терраса. Число террас по мере движения с южного берега Крыма к северу уменьшается. В Судаке их четыре, в Кокзах — 3, на рр. Каче, Бельбеке, Салгире — 2, на Сиваше и Азовском море — 1.

Схему деления горного Крыма на морфологические области дал Добрынин. Он выделяет 9 областей (рис. 30):

1. Яйлы Крыма — высоко поднятые, разломанные сдвигами и сбросами и уцелевшие еще от размыва участки пенеплена.

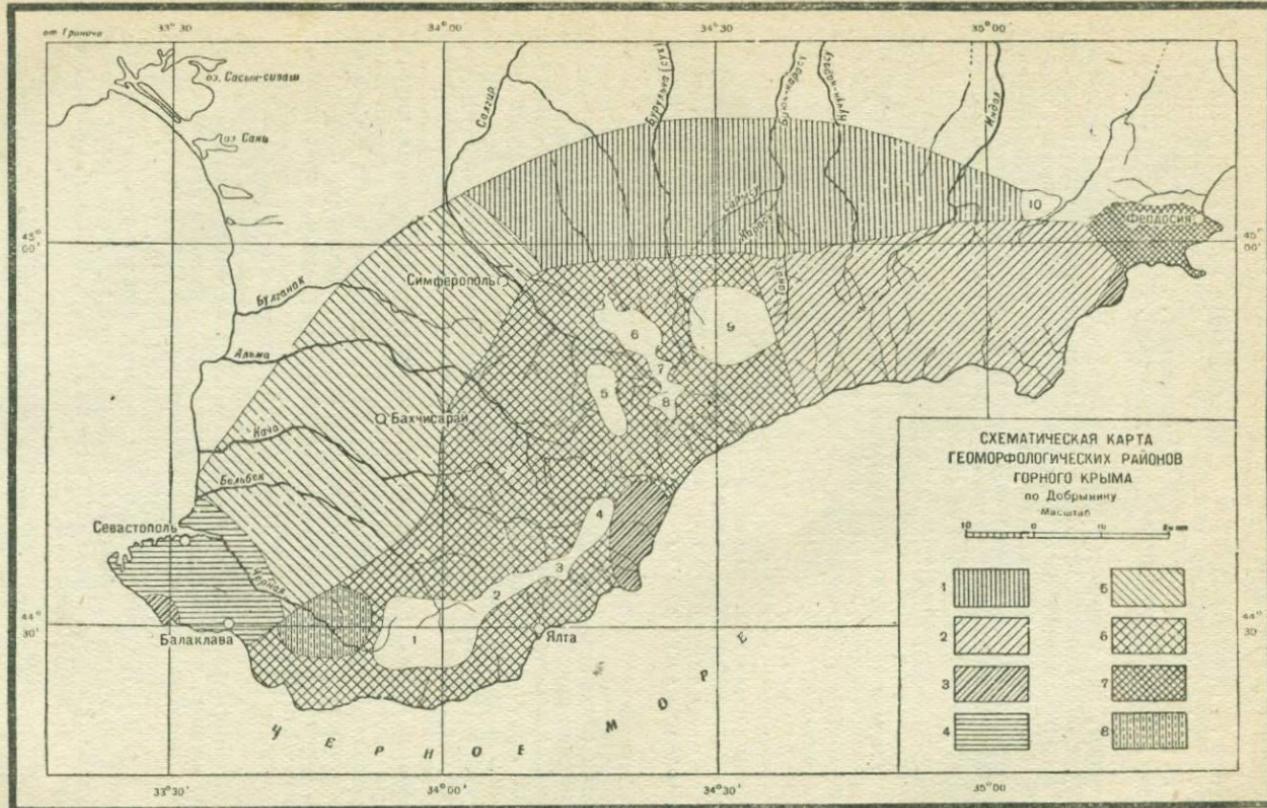


Рис. 30.

1 — Карасубазарский район меловых и третичных предгорий. 2 — Горная страна восточного Крыма. 3 — Районы с заметным проявлением вулканических форм и пород. 4 — Севастопольско-Балаклавский район ингрессионных бухт и недавнего опускания. 5 — Симферопольско-Вахчисарайский район типично развитых меловых и третичных кустов. 6 — Горная страна центрального и западного Крыма. 7 — Феодосийский район предгорий. 8 — Вскрытое поле Байдарской долины.

Белые пятна с номерами — ильи Крыма: 1 — Ал-Петринская, 2 — Ялтинская, 3 — Никитская, 4 — Бабуган, 5 — Чатырдагская, 6 — Долгоруковская, 7 — Тырик, 8 — Демерджи, 9 — Караби, 10 — Агармыш.

2. Горная страна центрального и западного Крыма, сложенная преимущественно глинистыми сланцами, сильно расчлененная сбросами, консеквентной и инсеквентной эрозией.
3. Горная страна восточного Крыма, разнообразно расчлененная сбросами, эрозией, с проявлением в рельефе древней складчатости, с известняковыми и песчаниковыми гребнями и пиками.
4. Районы с заметным проявлением в ландшафте вулканических форм и пород: а) Карадаг, б) Алуштинский лакколитовый район, в) район мыса Фиолент и б. Георгиевского монастыря.
5. Вскрытое полье Байдарской долины.
6. Севастопольско-Балаклавский район ингрессионных бухт и недавнего опускания.
7. Симферопольско-Бахчисарайский район типично развитых меловых и третичных куэст с горами-свидетелями и фестончатыми краями.
8. Карасубазарский район меловых и третичных предгорий, сформированных сбросами, консеквентной и субсеквентной эрозией.
9. Феодосийский район предгорий.

Примыкающий с востока Керченский полуостров по характеру ландшафта скорее следует отнести к равнинному Крыму, но в силу некоторого своеобразия рельефа (мелкогорье) и генетической связи с горным Крымом он занимает особое положение. Поэтому мы рассматриваем его здесь после описания горного Крыма. Керченский полуостров, по Андрусову, является геологически чуждым Крыму, представляя оторванную часть Кавказа, причлененную к Крыму. Прокопов не соглашается с этим мнением, считая, что керченские складки принадлежат к системе крымских дислокаций, равно как и складки Таманского полуострова. По мнению Прокопова, кавказская складчатость заканчивается в районе Анапы, близ устья Кубани. Керченский и Таманский полуострова расположены в области пересечения двух тектонических направлений — СЗ кавказского и СВ крымского, образующих угол в 120° . Здесь обе складчатые системы погружаются. Белоусов и Яроцкий приходят к заключению, что Керченский полуостров представляет одно структурное целое с восточной частью горного Крыма. Архангельский считает, что керченские и таманские складки являются своеобразным явлением, возникшим в депрессии, разделявшей Крымские и Кавказские горы.

Керченский полуостров впервые был изучен Андрусовым. Так называемый Парпачский гребень разделяет полуостров на две части — юго-западную равнинную с отдельными возвышенностями и северо-восточную холмистую с котловидными долинами и кольцеобразными гребнями. Парпачский гребень начинается у д. Владиславовки, идет сначала на восток до д. Марфовки (Даутэли). Здесь он сворачивает на юг к мысу Опук (173 м). Сложен он чокракским известняком (средний миоцен), выделившимся из глинистых пород благодаря размыву. К северу и востоку он спускается по большей

части полого, а к югу и западу круто, так что на значительном протяжении имеет характер уступа.

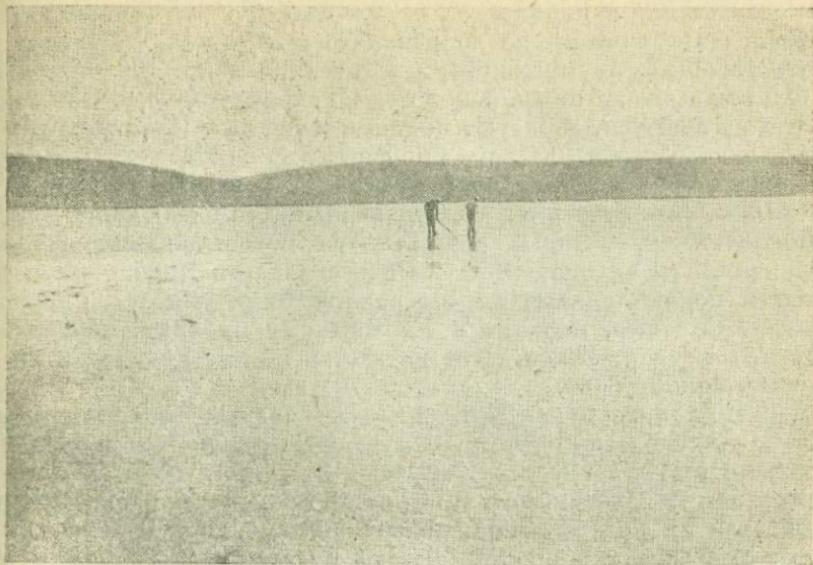
По мнению Андрусова, трудно найти другую местность, где бы внутреннее строение так ясно отражалось на рельефе, как на Керченском полуострове. Этому способствует петрографический характер отложений, сравнительно несложная складчатость и относительная юность складок.

Юго-западная равнинная часть, сложенная однообразной толщей темных сланцевых глин средиземноморского яруса, имеет ровную поверхность с немногими ветвистыми балками, совершенно не отражающую внутренней тектоники, выраженной тремя или четырьмя антиклинальными складками крымского простирания. С северо-востока равнина окаймлена средиземноморскими отложениями Парпачского гребня и Узунларских высот. На юге у мыса Карапыт выходят белые мергели верхнего мела. На однообразной поверхности равнины разбросаны плоскодонные впадины с солончаками (коли). У с. Кончек на юго-восточном берегу озера Узунлар, у с. Джаяутепе и у с. Карапыт находятся невысокие изолированные холмы, являющиеся, повидимому, ядрами антиклиналей.

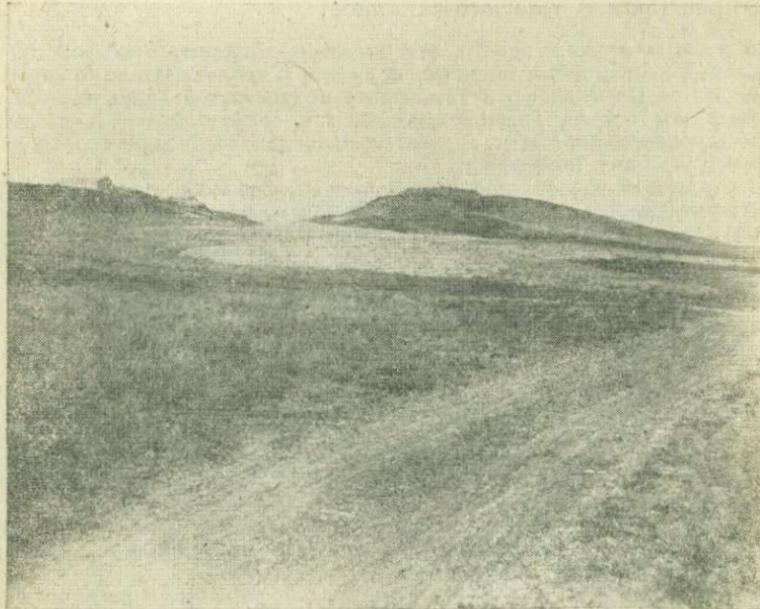
Наблюдения Меннера, Осипова и М. Соколова показали, что здесь имеются оригинальные тектонические нарушения, так называемые «сдвинутые покровы». Прилегающая к Феодосии часть Крымских гор оказалась пересеченной целой серией поперечных сдвигов, в результате которых меловые и третичные глыбы оказываются вдвинутыми далеко на юг в область юрских отложений. Архангельский насчитывает четыре плоскости смещений, приписывая активность глубоколежащим сланцам таврической формации, с невероятной силой вдавливающимися с юга на север под покров более молодых слоев. Эти явления в данной области соответствуют складчатости на востоке и были вызваны сопротивлением устойчивого среднекрымского участка (антиклиза).

Добринин, изучавший полуостров в 1928 г., вносит ряд добавлений к изложенным выше описаниям. Он указывает, что название «юго-западная равнина» нельзя признать удачным. Это — волнисто-холмистая местность с отдельными пунктами до 100 м над морем и до 80 м относительной высоты. Таковы — грязевая сопка Джаяутепе (125 м), гора Дюрмень (105 м), гора Актубе (78 м).

Последние две горы, считавшиеся, по Андрусову, грязевыми сопками, оказались на самом деле останцами. Район подвергся складчатости, вероятно, в сарматском веке, затем усиленно размывался в плиоцене и плейстоцене и достиг стадии пенеплена. В последниковую эпоху местность вновь поднялась не менее, чем на 40 м, вследствие чего начался новый эрозионный цикл, не достигший, однако, большого развития из-за сухого климата. Поэтому формы дряхлого типа здесь хорошо сохранились. О недавнем поднятии свидетельствуют террасы с четвертичными ракушками. По данным Бабкова, это поднятие не могло быть равномерным, так как террасы отсутствуют в глубине бухт и заливов, где они должны были бы сохраниться. Бабков считает, что террасы приурочены к антиклиналям третичных пластов, и поднятие их связано с затухающими послетретичными дислокациями аналогично поднятию террас Судака и Феодосии.



Парпачский гребень и соленое озеро близ Даутэли.



Грязевая сопка Дэйсортэнсава.

В северо-восточной части полуострова перемежаемость различных пластов при наклонном их положении дает ряд изоклинальных гребней — Парпачский из чокракского известняка, Митридатский (Керч-Джанкой) из мшанкового известняка и др. Изоклинальные гребни редко имеют правильную прямолинейную форму. Они много-кратно изгибаются, образуют подковы и кольца. Причина тому лежит в складчатости пластов. Керченские складки имеют характер вытянутых брахиантиклиналей длиною от 4—10 км до 15—20 км. В большинстве случаев ядра их сложены круто падающими майкопскими глинами, которые окаймляются менее дислоцированными чокракскими и спаниодонтовыми известняками. Ядра обычно размыты, и положительные формы рельефа определяются крыльями складок. Складки, подходя к Керченскому проливу, не заканчиваются, а продолжаются далее на восток по дну пролива и на Таманском полуострове.

Короткие антиклинальные складки образуют антиклинальные долины эллиптической формы, окруженные гребнем из чокракского (Таганаш) или мшанкового (Акташ) известняка. Если гребень местами уничтожен размывом, то он принимает вид подковы или раздробляется на ряд участков, связь между которыми делается неясной. Иногда на продолжении оси одной антиклинали следует несколько других. Тогда возникает ряд антиклинальных долин, составляющих цепь. В северной части Керченского полуострова наблюдается постепенное усложнение строения по направлению с запада на восток. Складки здесь имеют широтное простирание, но по мере движения на восток замечается отклонение к югу, а в юго-восточной части простирание уже юго-западное.

По мнению Архангельского, эти складки заполняют пространство между окончаниями кавказской и таврической систем и продолжаются по дну Черного моря на юг от Керченского и Таманского полуостровов. Здесь имеется как бы подводный полуостров, далеко вдающийся в область центральной впадины. Дно здесь пологое, нет следов сбросовых смещений, столь характерных для других мест Крымского побережья.

Для северной и восточной частей полуострова Добрынин дает такую последовательность событий: 1) складчатость начала плиоцена; 2) общее поднятие в конце плиоцена; 3) деятельность эрозии в ледниковую эпоху, приведшая к образованию антиклинальных котловин, моноклинальных гребней, синклинальных гор и плато; 4) опускание окружающей суши в конце ледниковой эпохи, образование Азовского моря и Керченского пролива; 5) поднятие современной эпохи пологосводового характера.

Формы рельефа Добрынин группирует в такую систему:

I. Низкие горы: 1) антиклинальные своды; 2) моноклинальные хребты, большей частью со слаженными и сравнительно мягкими формами, сложенные чокракской известняковой свитой; 3) моноклинальные хребты со скалистыми вершинами из рифовых мшанковых известняков верхнего сарматы; 4) синклинальные горы; 5) останцы; 6) грязевые вулканы.

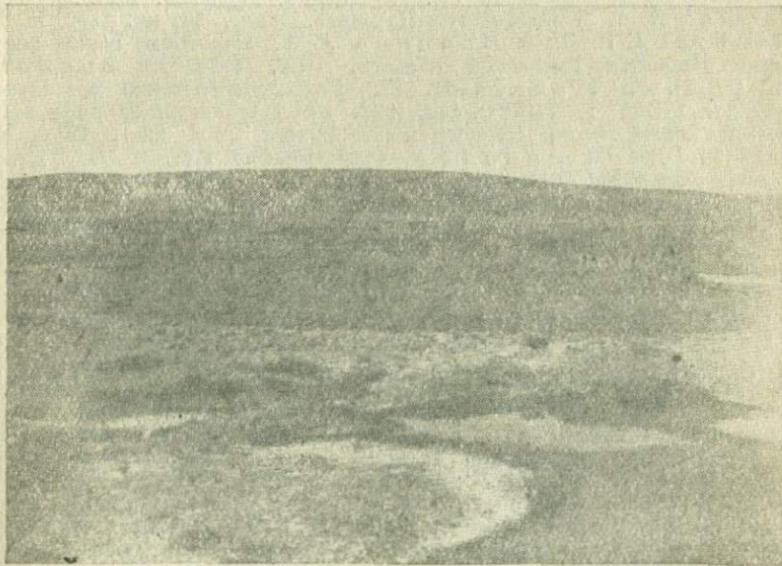
II. Котловины и плато с покатыми склонами и эффектами овражного размыва; 7) антиклинальные котловины; 8) синклинальные котловины, 9) синклинальные плато.

III. Равнины и почти-равнины: 10) приморские песчаные накопления и пляжи; 11) равнина — дно широких синклинальных котловин; 12) пенеплен.

IV. Береговые формы.



Грязевая сопка у Булганака, близ г. Керчи.



Грязевое озеро близ г. Керчи.

Своеборазными формами рельефа являются грязевые сопки. Это — невысокие холмы, лежащие на более или менее обширных полях затвердевшей грязи. Формы холмов очень разнообразны — от высоких конусов с узким кратерным отверстием до широких кратерообразных углублений с низкими краями. Та или иная форма зависит от консистенции грязи. Потоки грязи бывают весьма значительны. Так, сопка Джакутепе в 1914 г. излила поток грязи длиною до 400 м, шириной в 100 м и массой выше 100 000 т. Высота этой сопки 45 м над степью. Кроме нее, имеются еще четыре группы грязевых сопок в окрестностях г. Керчи (Джорджава, Булганак и др.), и небольшая сопка в 20 км от Симферополя, в д. Аян. Связь между сопками и тектоническими линиями не подлежит сомнению.

ЛИТЕРАТУРА

1. А и д р у с о в Н. И. О возрасте морских постледовых террас Керченского полуострова. Ежег. геол. и минер. России, 7, 1905.
2. А и д р у с о в Н. И. Террасы Судака, Зап. Киевск. общ. ест., 22, Киев, 1912.
3. А и д р у с о в Н. И. Последняя Тирренская терраса в области Черного моря, Bull. Intern. de l'Acad. des Sciences de Bohème, 1925.
4. А р х а н г е л с к и й А. Д. и др. Краткий очерк геологического строения и нефтяных месторождений Керченского полуострова, ТГГРУ, 13, Л. 1930.
5. А р х а н г е л с к и й А. Д. и Страхов М. М. Геологическая история Черного моря, БМОИП, 40, в. 3—4. М. 1932.
6. А р х а н г е л с к и й А. Д. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области. БМОИП, 33, М. 1925.
7. А р х а н г е л с к и й А. Д. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. БМОИП, 37, № 1—2. М. 1929.
8. Б а б к о в И. И. Морские послеледовые террасы и раковинные скопления по берегам Крыма, «Природа», 1929, № 6.
9. Б а б к о в И. И. Географические и геоморфологические наблюдения в восточной части горного Крыма, ТГЭНИИ, выш. 4, Л. 1934.
10. Б а р к о в А. А. К морфологии Карадага, Земл., 28, кн. 1—2, М. 1926.
11. Б е л о у с о в В. В. и Я р о ц к и й А. А. Некоторые общие вопросы тектоники Керченско-Таманской области. ПСГ, 1934.
12. В а с и л ь е в с к и й П. М. и Ж е л т о в П. И. Гидрогеологические исследования г. Чатырдаг в 1927 г. ТВГРО, 142. 1932.
13. В ы р ж и к о в с к и й Р. Р. Современная трансгрессия Черного моря, Вісник Укр. відд. Геол. ком., 11, 1928.
14. Д в о й ч е н к о П. А. Стратиграфия Крыма, Зап. Крымск. общ. ест., 9, 1926.
15. Д в о й ч е н к о П. А. Геологическая история Крыма, Зап. Крымск. общ. ест., 8, 1925.
16. Д о б р ы н и н Б. Ф. К геоморфологии Крыма, Земл., 25, кн. 1—2. М. 1922.
17. Д о б р ы н и н Б. Ф. Геоморфология и ландшафты Керченского полуострова, «Крым», 1929, № 1 (9).
18. Д о б р ы н и н Б. Ф. О террасах восточного Средиземья, Земл., 34, в. 3—4. М. 1932.
19. К е л ь и н Н. В. Материалы по гидрогеологии Крыма, Земл., 31, в. 4, М. 1929.
20. К е л ь и н Н. В. Низовья долины р. Бельбек. Земл., 33, в. 3—4, М. 1931.
21. К р у б е р А. А. Карстовая область горного Крыма, Земл., 22, приложение, М. 1915.
22. К р у б е р А. А. Географический очерк Судако-Ускукского района горного Крыма, Земл., 27, в. 1—2, М. 1925.
23. Л и ч к о в Б. Л. К вопросу о происхождении Черного моря, Зап. Одесск. общ. ест., 44, 1928.
24. Л и ч к о в Б. Л. Новые данные по четвертичной истории Черного моря, «Природа», 1929.
25. Л и ч к о в Б. Л. По поводу предгорных «климатических» террас в Крыму, ТГИ, 3. Л. 1932.
26. Л и ч к о в Б. Л. К последним страницам истории Черного моря, ПСГ, 1933.
27. М и х а й л о в с к и й С. И. О некоторых современных отложениях, террасах и ракушниках Черноморского побережья Кавказа и Крыма, ИГК, 46, 1927.
28. М о и с е е в А. С. Гидрогеологический очерк главной гряды Крымских гор, ТГГРУ, 30, Л. 1931.
29. М о и с е е в А. С. Основные черты строения горного Крыма, ТЛОЕ, 64, в. I, Л. 1935.
30. М о и-

сеев А. С. О вулканической деятельности Карадага. Сб. «Вулканическая группа Карадага», изд. Ак. наук. 1933. 31. Муратов М. В. Основные черты тектоники Крымского полуострова. БМОИП, 1937. 32. Прокопов К. А. Геотектонический очерк Керченского полуострова и отношение его к Крыму и Тамани, ТГГРУ, 38. 33. Челинцев В. Ф. Следы древнего карста на Яиле, «Крым», 1927. 34. Рухлов Н. В. Обзор речных долин горной части Крыма. Изд. отд. зем. улучш. Министра землед. Пгр. 1915. 35. Соколов Д. В. Некоторые данные по геологии восточной части горного Крыма, «Крым», 1927. 36. Соколов Н. Н. Некоторые новые данные о рельефе и почвах Крыма, «Крым», 1929, № 1 (9). 37. Соколов Н. Н. О рельефе горной части Крыма, Тр. Почв. инст. 7. 38. Страхов Н. М. Последние страницы геологической истории Черного моря. «Природа», 1930. 39. Федорович Б. А. К вопросу о террасах в долинах Качи и Алмы в Крыму, Изв. Ак. наук, 1929, № 3.

2. ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ КАВКАЗА

Главный Кавказский хребет имеет длину около 1 500 км. Ширина его неравномерна: наиболее узкая часть — центральная, на меридиане г. Орджоникидзе (110 км), а к западу и к востоку лежат широкие части (180 и 160 км). По высоте Кавказ в средней своей части значительно превосходит Альпы, поднимая выше Монблана более двадцати своих вершин. На северо-западе и юго-востоке хребет постепенно снижается и оканчивается симметрично двумя полуостровами: Таманским и Апшеронским. Сохраняя юго-восточное простиранье, складчатая система Кавказа погружается на дно Каспия, где образует ясно выраженный подводный порог. На другом берегу Каспия горы снова появляются в виде Балхан у Красноводского залива, Кюрендага и Конетдага.

У южного подножия Кавказа лежат две области опусканий — Колхидская или Рионская низменность на западе и Куро-Араксинская на востоке. Обе низменности являются заполненными морскими заливами. Разделяются они Сурамским или Месхийским хребтом, который соединяет Большой Кавказ с Малым и является водоразделом между Черным морем и Каспием. Кроме того, возвышенное пространство лежит к востоку от Сурамского хребта и состоит из невысоких третичных хребтов, идущих параллельно Главному хребту, являясь его отрогами. Из них наиболее крупными являются Кахетинский и Карталинский хребты.

Малый Кавказ начинается от мыса Цихисдзири на Черном море и идет в широтном направлении до Тбилиси, а затем в юго-восточном. Он значительно ниже, наиболее высокие вершины достигают 3000 м. С севера, запада и востока он обрамляет Армянское плоскогорье, отдельные вершины которого превышают 4000 м. Самую крайнюю юго-восточную часть Закавказья составляет Талышинский хребет, являющийся оконечностью горной системы Эльбурса.

Тектонически Кавказ является одним из звеньев складчатой зоны Евразии. Лежащая к северу от него Русская плита представляла собою прочный массив, оказывавший стойкое сопротивление складчатым процессам. Поэтому в равнинном Предкавказье мы видим только слабые проявления складчатости в виде широких и пологих синклинальных прогибов и антиклинальных вздутий. Закавказье же является областью интенсивной складчатости, разбитой позднейшими сбросами на ряд глыб и прикрытой в значительной степени новей-

шими, преимущественно континентальными образованиями. Эта область представляет собою место скучивания горных складок Малоазиатского и Иранского нагорий, но в отличие от них она является вулканическим нагорьем, в сложении которого принимали участие и вулканические излияния. Выдавленные периферические обломки этого нагорья образуют Малый Кавказ.

Впервые суши появилась на месте Кавказа, вероятно, еще в докембрии как одно из проявлений гурунской складчатости. В то же время, возможно, произошла и та магматическая интрузия, которая лежит теперь в виде гранитного ядра центрального Кавказа. К концу девона суши была размыта, а в начале карбона даже отчасти затоплена морем. Герцинская складчатость трижды затронула Кавказ, и орогенические процессы продолжались, хотя и в слабой степени, в среднеюрское время. В начале лейаса на месте Б. Кавказа начала формироваться геосинклинальная депрессия. В среднем лейасе происходит первое проявление вулканизма и первые дислокации альпийского цикла (древнекиммерийская фаза). Повторные орогенические движения создают цепи островов (донецкая фаза). В верхнем лейасе прогибание геосинклиналии продолжается, в результате чего накапливается громадная толща (в несколько километров) терригенных осадков, приносимых с севера. В начале верхней юры морская трансгрессия заливает северный Кавказ, и в геосинклиналии появляются исключительно органогенные известковые осадки. В конце юры орогенические процессы снова выдвигают цепи островов (ацайская фаза).

В связи с поднятием континентальной платформы на севере в начале мелового периода органогенные осадки сменяются снова терригенными. Переход к сеноману отмечен новыми орогеническими движениями (австрийская фаза), снова возникают группы островов, особенно крупные в Закавказье. Начиная с палеогена, осадки северного и южного склонов становятся настолько различными, что, повидимому, геосинклиналь распалась на две депрессии, разделенные только барьером, но не хребтом.

Начиная с миоцена, обнаруживаются продукты размыва Кавказского острова. На границе сармата и меотиса имели место сильные орогенические процессы по всему Кавказу (аттическая фаза), достигшие наибольшей силы в плиоцене, сопровождаясь надвигами и шарьяками и пробуждением вулканической деятельности (между поинтом и акчагылом). В четвертичном периоде происходит, по Ренгартену, своеобразное вслушивание горной области и прогибание предгорных депрессий.

Последнее утверждение оспаривается, однако, Варданянцем, допускающим горстовое поднятие отдельных участков. Еще решительнее высказывается И. Г. Кузнецовым. Он считает, что со временем лейаса до настоящего времени происходили многократные поднятия и опускания как всей области Главного хребта, так и составляющих его отдельных зон, причем последние, кроме того, продолжали распадаться по второстепенным разрывам на мелкие глыбы. Глыбы и отдельные зоны поднимаются с различной быстротой и принимают при этом на склон то к СЗ, то к ЮВ.

Современный вид Кавказу придала альпийская орогения. Она образовала Таманский и Апшеронский полуострова и длинные цепи хребтов по обеим сторонам Главного — третичные хребты восточного Закавказья, предгорья Дагестана, Терский и Кабардино-Сунженский хребты, Ставропольскую возвышенность. Диапировые складки (в которых более древние третичные пласты, составляющие ядро антиклинали, стоят круче более молодых пластов крыльев), встречающиеся как на западе, так и на востоке (Апшеронский полуостров), свидетельствуют о том, что альпийский орогенез периодически возобновлялся. Он сопровождался вулканическими явлениями — были воздвигнуты андезитовые конусы Эльбруса и Карабека, а также и другие вулканы центрального Кавказа, произошли излияния в долине Баксана, на южном склоне Грзенского хребта, возникла обширная интрузия Пятигорья, не обнажившаяся еще и в настоящее время, но выделившая ряд спутников в виде лакколитов, даек и куполов.

Варданянц делит последние орогенические движения на четыре фазы: предакчагыльскую, предапшеронскую, предбакинскую и послебакинскую, из которых главными были первая и третья. Так он устанавливает синхронизацию орогенических движений с трансгрессиями Каспия. При этом бакинский ярус относится к мидельскому времени.

Северный склон по строению можно разделить на три части. Средняя часть отличается тем, что здесь, кроме меловых и юрских пород, выходят на поверхность и более древние — триас, палеозой и докембрий. Эти древние породы сильно дислоцированы, тогда как налагающие на них более поздние породы дислоцированы слабо. По Ренгартену, очень характерными являются складки коробчатой формы с плоскими сводами антиклиналей и с крутыми крыльями. Так как крылья этих складок часто разрываются, то нередко попадаются приподнятые и опущенные клипсы в форме горстов и грабенов. При односторонних разрывах появляются чешуи, плоскости скальвания которых наклонены круто. Амплитуды надвигов составляют иногда несколько километров. Восточная часть северного склона представляет типичную складчатую страну, в которой как мезозойские, так и третичные породы до самых поздних включительно собраны в резкие складки, осложненные разрывами и надвигами. Западная часть северного склона, к западу от р. Белой, также является складчатой страной, резко отличающейся от средней части. При приближении к Черному морю складки затухают и близ Анапы исчезают.

Южный склон характерен мощными, скатыми, нередко изоклинальными складками, опрокинутыми на юг и часто осложненными разрывами и надвигами. При большой амплитуде надвигов местами возникают шарьяжи, где юрские породы надвинуты на меловые, а верхнемеловые на сарматские. Складки перебиты громадными излияниями изверженных пород, местами опущены и погребены под позднейшими наносами. Тектонические опускания создали необычайно круглые склоны над аллювиальной равниной Куры и Алаазани, вызвали излияния базальтов и андезитов Лагичских гор. Сбросовые линии отмечаются также теплыми источниками. Продольные долины в западной части южного склона также тектонического происхождения (верхний Рион, Риони, долина Чхалты). Тектоника этой части выражается развитием широких куполообразных поднятий и синклинальных вдавленностей, сильно осложненных вторичной складчатостью и сбросами.

Тетяев на основании своих наблюдений на северном Кавказе пришел к выводу, что Главный хребет представляет крупную антиклинальную единицу с различно построенным крыльями. Южное крыло характеризуется более мелкими складками, опрокинутыми на юг, и надвигами с перемещением масс к югу. Северное крыло состоит из ряда ступлообразных складок, наклоненных к северу с общей тенденцией движения масс к северу. Но геологическое строение Кавказа определяется не только складчатостью, но и сбросами, которым Тетяев приписывает более поздний возраст и нев зависимое от складчатости происхождение. Кроме того, он полагает, что складчатость не ограничивается пределами Главного хребта, а продолжается и на север в Предкавказскую равнину, где, однако, не выделяется на поверхности вследствие погружения. В связи с этим он отрицает и представление о Ставропольской глыбе как о незыблевой плите.

Большие меридиональные разломы Армянского нагорья продолжаются, по Освальду, и к северу, определившись вулканическими образованиями, особенно обильными в районе Военно-Грузинской дороги. Здесь, по Левинсон-Лессингу, имеется до четырнадцати отдельных кратеров и конусов и несколько трещин излияний.

Делением Кавказа на морфологические области занимались многие авторы. Ходако намечал три области: Эльбруссскую, Дагестанскую и Ааратскую. Михайловский, Мерцбахер и Деши принимали орографическое деление на массивы и группы, учитывая влияние геологии и тектоники только отчасти. Другие авторы брали за основу деления флору, климат, почвы. Рейнгард взял за основу деления тектоническое и климатическое развитие страны и наметил две группы из 23 областей:

1. Области преобладающей денудации:

1. Предкавказское поднятие. 2. Кабардино-Сунженская возвышенность.
3. Область слоевых гребней и слоевых ступеней северного Кавказа. 3-а. Вулканическая область Пятигорья. 4. Область средневысотных гор северо-западного Кавказа. 5. Гранито-гнейсовая область Главного хребта. 6. Область глинистых сланцев Центрального Кавказа. 6-а. Вулканическое нагорье Кели.

7. Северный Дагестан. 7-а. Группа Шахдага. 8. Низовой Дагестан. 9. Дибраг. 10. Известняково-карстовая область юго-западного Кавказа. 11. Область третичных возвышенностей восточного Закавказья. 12. Северо-западная краевая зона Армении. 13. Центральная Армения (Армянское плоскогорье). 14. Северо-восточная краевая зона Армении.

11. Области преобладающей аккумуляции:

- 14-а. Ереванская впадина. 15. Кубанская наклонная равнина. 16. Терско-Сунженская наклонная равнина. 17. Кумско-Каспийская низменность. 18. Кусарская наклонная равнина. 19. Кахетинская наклонная равнина. 20. Горийская наклонная равнина. 21. Мингрельская наклонная равнина. 22. Рионская низменность. 23. Низменность Куры.

Шукин, следуя тем же принципам, установил более подробное деление, выделив 37 морфологических областей:

1. Кумо-Манычская низменность. 2. Дельта Кубани. 3. Дельта Терека. 4. Приазовская равнина. 5. Прикаспийская низменность. 6—9. Прикубанская, Кабардинская, Орджоникидзевская и Чеченская флювиогляциальные равнины. 10. Горийская. 10-а. Кахетинская. 11. Куро-Араксинская. 12. Рионская и 13. Кубинская аллювиальные равнины. 14. Вулканическая область Пятигорья. 15. Предкавказская возвышенность. 16. Складчатая область предгорий Дагестана. 17. Дибраг. 18. Терско-Сунженская возвышенность. 19. Область степных плато и третичных хребтов восточного Закавказья. 20. Таманский полуостров. 21. Апшеронский полуостров. 22. Кустовая область северного склона Большого Кавказа. 23. Известняково-карстовая область западного Закавказья. 24. Вулканическое нагорное плато Армении. 25. Известняковая область Шахдага. 26. Переходная (кузово-складчатая) область северного Кавказа. 27. Известняковый Дагестан. 28. Сурамский горст. 29. Талышинские горы. 30. Флишевая область западного Кавказа. 31. Сланцево- песчаниковая область восточного и среднего Кавказа. 32. Окраинные горы Армении. 33. Кристаллическая высокогорная область Большого Кавказа. 34. Лёссово-глинистый уступ Предкавказской возвышенности. 35. Область холмистых предгорий западного Закавказья. 36. Котловина размыва верховий р. Калауса. 37. Антиклинальная котловина размыва Окирибы.

Классификация Шукина отличается от других большей детализацией, но, конечно, является все-таки опытом, требующим дальнейшего улучшения. Бросается в глаза неравномерность районов: наряду с очень незначительными по величине районами встречаются и очень обширные, вряд ли представляющие одно геоморфологическое целое.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта. БМОИП, в. 1—2. 1926. 2. Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. ИГО, 65, в. 3, Л. 1933. 3. Варданянц Л. А. К истории Черного моря. ИГО, 65, в. 4, Л. 1933. 4. Варданянц Л. А. Тектоническое строение горной Осетии и ее отношение к центральному Кавказу. ЗРМО, 62, в. 1, Л. 1933. 5. Варданянц Л. А. О четвертичной тектонике Кавказа. ТАИЧПЕ, 3, 1933. 6. Вялов О. С. Опыт приложения некоторых идей Кобера к Кавказу, ПСГ, 1934. 7. Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологии северного Кавказа, ИГК, 1928. 8. Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа, ПСГ, 1933. 9. Освальд Ф. К истории тектонического развития Армянского нагорья, Зап. Кавк. отд. Рус. геогр. общ., Тифлис, 1916. 10. Рейнгард А. Л. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области (предварительное сообщение), Изв. Кавк. отд. Рус. геогр. общ., т. 25, № 2—3, Тифлис, 1917. 11. Ренгарден В. П. Новые данные по тектонике Кавказа, ЗРМО, 55, в. 2, Л. 1926. 12. Ренгарден В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III

Всес. съезда геологов, 2, 1930. 13. Ренгарден В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги, ТВГРО, 148, 1932. 14. Тетянов М. М. К вопросу о тектонике северного Кавказа, ПСГ, 1935. 15. Щукин И. С. Очерк геоморфологии Кавказа. Тр. Н.-иссл. инст. геогр. Моск. гос. унив., в. 2, 1926.

3. РАВНИНЫ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Таманский полуостров является крайней западной оконечностью Кавказского края и тектонически связан с уже описанным выше Керченским полуостровом. Плиоценовая складчатость развилаась здесь в депрессии, разделявшей Крымские и Кавказские горы. Таким образом, таманские складки не могут считаться продолжением Кавказа (рис. 31).

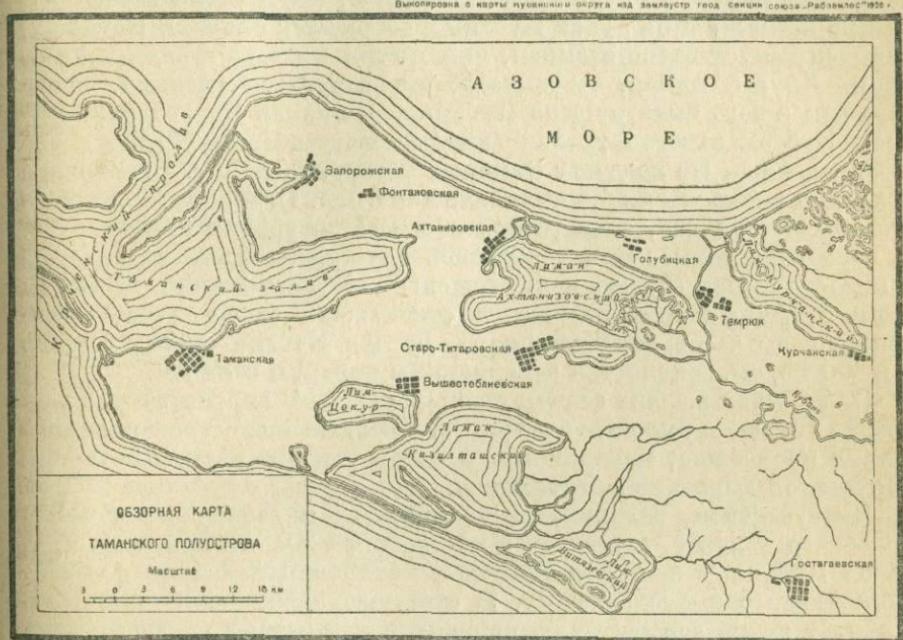


Рис. 31.

Таманская складчатость имеет характерную особенность, проявляющуюся в наличии коротких куполовидных вздутий или брахиантклиналей длиною в 2—3 км, редко 5 км. Они образуют несколько параллельных рядов, причем оси брахиантклиналей не составляют продолжения одна другой и, следовательно, не совпадают с направлением ряда. Простирание рядов параллельно крымскому. Число их не менее пяти. Ядра антиклиналей сложены майкопскими и средиземноморскими глинами, а окаймлены сарматом и плиоценом, выполняющим синклинальные площади. Антиклинали отчетливо выражены в рельефе и придают ему холмистый характер. Высота их не превосходит 158 м над уровнем моря. Простирание таманских складок совпадает с простиранием складок в юго-восточ-

ном углу Керченского полуострова. Белоусов и Яроцкий считают таманско-керченские складки частью крымско-кавказской складчатой зоны, изменившей только свое простирание вследствие скручивания — широтное простирание западной части Керченского полуострова меняется на северо-восточное. Смена северо-восточного простирания на северо-западное кавказское выражена очень резко.

Междурядами в долинах расположены многочисленные озера-лиманы. Гребни гряд несут грязевые сопки, из которых Ахтанизовская сопка или гора Бориса и Глеба наиболее сильно извергает газы. На этой горе найдены на высоте 20—60 м слои с современной и азовской фауной, свидетельствующие о недавнем поднятии.

Поверхность полуострова вообще подвержена разнообразным изменениям. Так, до 30-х годов прошлого века Кизильташский лиман принимал в себя рукав Кубани и сообщался с морем. Когда рукав был искусственно засыпан, лиман стал усыхать и отделился от моря. Другой лиман, Ахтанизовский, заносится песками, после того как в него была пущена Кубань через канал Переяловку. Выносы Кубани заметно увеличиваются вследствие вырубания лесов Предкавказья. По подсчету Зимина и Дуброва, мимо г. Краснодара ежегодно проносится 14,5 миллиона тонн ила. Огромное количество ила оседает на дне, способствуя повышению уровня воды в реке. В последние годы очень часто участились опустошительные наводнения в низовьях. Они отчасти являются следствием закрытия и заилиения многочисленных ериков, раньше отводивших значительное количество воды через лиманы в море. Дельта Кубани имеет площадь в 4 500 кв. км, и является заполненным морским заливом.

Полуостров вообще возник очень недавно. В первом веке нашей эры на его месте было пять островов. Превращение островов в полуостров произошло, повидимому, в пятом веке. В настоящее время полуостров медленно погружается.

Прикубанская равнина, расположенная к западу от Ставропольского поднятия, сложена в юго-восточной части ианосами притоков Кубани и является типичной наклонной равниной флювиогляциального происхождения. В северо-западной части она представляет почти совершенную равнину с незаметной покатостью на запад, являясь заполненным морским заливом. Реки, прорезывающие равнину, имеют в нижнем течении приподнятые русла, вследствие чего западная часть равнинны имеет болотистый характер. Приморская часть равнинны изрезана многочисленными заливами, лиманами, отшлировавшимися озерами и болотами. Составляя часть Предкавказской низины, она вместе с нею является, по мнению Н. Н. Соколова, осушившимся дном обширного пресноводного бассейна, существовавшего со времен гюнцкого оледенения и соединившегося с Черным и Каспийским морями, достигая высоты 800 м на северном склоне Кавказа (глубина бассейна была выше 100 м). Осадки этого бассейна представлены лёссовидными покровными суглинками. Погребенные гумусовые горизонты и смена в террасах суглинков галечниками указывают на временные усыхания бассейна в межледниковые эпохи. Водоем питался талыми водами лед-

ников как с Кавказа, так и с материка. К вюрмскому времени водоем исчезает. Так как четвертичные континентальные отложения залегают здесь на сотни метров ниже уровня моря, то предкавказские низменности занимают поэтому зону погружения и накопления осадков.

Кумо-Каспийская низменность. К северу от нижнего течения Терека простирается Кумо-Каспийская низменность, сложенная осадками каспийской трансгрессии и новейшими наносами рек. Эта крайняя северо-восточная часть Кавказского края лежит ниже уровня океана на 24 м и благодаря сухому климату имеет полупустынный и пустынный характер. Реки здесь маловодны и не доходят до моря, теряясь в песках равнины и распадаясь на ряд отдельных болот и горько-соленых озер. Только многоводный Терек доходит до Каспия, проложив русло выше уровня окружающей местности. Прорывая дамбы, он нередко разливается, образуя многочисленные болота в области своей дельты. Прирост дельты идет весьма быстро. Съемки 1841 и 1863 гг. доказывают, что на месте болот 1841 г. появились в 1863 г. сухие степи, нередко с пашнями, на месте озер — болота и луга, а старые луга засыпаны песком. За 22 года, по Герсеванову, устье старого Терека выдвинулось в море на 2 км, что дает для годового прироста 100 м. Повышение русла, если судить по надгробным татарским памятникам, достигает 8 см в год. По данным Покорова, Терек ежесуточно проносит около 4 000 000 пудов ила (4000 вагонов). В северо-западной части степи имеется множество корытообразных широких оврагов, представляющих небольшие замкнутые ложбины, образованные прорывами Терека.

В низовьях Кумы можно установить следы троекратного смещения дельты этой реки к северу. Жуков объясняет этот факт поднятием южного края Ставропольской возвышенности на 90 м в послехвалынское время. Это доказывается снижением хвалынской абразионной линии от 140 м у Моздока до 50 м у с. Мусса-Аджи.

На севере, за рекою Кумою, Кумо-Каспийская низменность незаметно сливается с Калмыцкими степями. Солончаковые и ровные пространства низменности почти лишены растительного покрова и покрыты в сухую погоду белыми налетами солей. Покрытые песчаными барханами пространства напоминают пустыни Средней Азии.

Кумыцкая степь, расположенная между Тереком и Сулаком, представляет совершенную плоскость. На ней распространены многочисленные ложбины-руслы древних потоков, ориентированные в СВ направлении, блюдца, дефляционные котловины, песчаные холмы, курганы. Реки Аксай, Акташ и Сулак стремительно вырываются из гор на равнину, сохранив сначала меридиональное направление, а затем резко поворачивая на восток параллельно Тереку. Имея большое падение и многоводные паводки, реки ведут большую разрушительную работу в горах Дагестана и выносят много материала в степь, поднимая свои русла. В низовьях они иссякают и не доходят до Каспия. Во время дождей в верховьях они превращаются в потоки желто-бурой грязной воды, заполняют до краев свои русла и прорываются на прилегающие поля, отлагая здесь

толщи ила. Только Сулак доносит свои воды до Каспия, но становится в низовьях весьма маломощным и сильно ветвится. Ближе к морю появляются бугристые и грядовые пески и котловины выдувания. Последние являются единственными водосборами в степи и поэтому склоны их изрезаны оврагами. Нередко встречаются останцы в виде головных столбов, обязанных своим возникновением отчасти действию дефляции, отчасти эрозии. Из положительных форм рельефа Чеботарев отмечает также курганы (тюбе), высота которых достигает до 8—10 м. Все они, повидимому, искусственного происхождения — могилы, остатки крепостей.

Приморская низменность тянется узкой полосой вдоль берега Каспия к югу от дельты Терека и по восточной окраине Дагестана. Она делится перемычками на три части. Первое расширение на линии мыса Сугун и соленых озер Туралы достигает 12 км. Средняя часть — Терекемейская низменность — в низовьях рр. Уллучая и Дарвагчая расширяется до 15 км. Южная часть — в дельте р. Самура — имеет в ширину 25 км. Далее к югу идет Кубинская низменность или Куссарская наклонная равнина, которая от Каспия простирается вдоль нижнего течения Самура, Шахынабада (Куссарчай) и отчасти Бабачая, вдаваясь в виде треугольника в горную область Дагестана к Шахдагу и достигая на западной окраине 1100 м высоты. Сложенена она наносами Шахынабада и галечниками флювиогляциального происхождения. Мощность наносов достигает 200 м. Равнина создана потоками, которые часто меняли свое направление. В настоящее время замечается врезывание рек в насыпи.

Толща наносов продолжается в горные долины, слагая здесь террасы, которые потом переходят в конечные морены последней ледниковой эпохи. Эти морены отложены были ледником, спускавшимся с Базардюзи (Кичендаг — 4258 м), с Шахдага и Торфана и достигавшим длины 28 км.

Бурение, произведенное Воларовичем, установило здесь наличие трех водоносных горизонтов из песка, гравия и гальки, отделенных один от другого глинами. Воларович относит верхний галечный слой к вюрмской эпохе, а два других галечных слоя можно, по Рейнгарду, отнести к более древним ледниковым эпохам: риссу и минделю. Кроме наносов, Приморская низменность сложена древними и новейшими каспийскими отложениями. Древнекаспийские осадки состоят из песков, бурых песчанистых глин, конгломератов и известняков. Они залегают на разных уровнях, достигая у Дербента 160 м высоты над уровнем моря, и слегка дислоцированы. Новейшие Каспийские отложения представлены глинами, песками и слабо цементированным ракушечником, отличающимся от древних осадков наличием *Cardium edule* и отсутствием *Dreissensia rostriformis*. Пески местами забиты в дюны, тянущиеся параллельными грядами до 14 м высотою.

В окрестностях Дербента отчетливо намечаются четыре древнекаспийских террасы. Нижняя находится на высоте 10—12 м и, постепенно поднимаясь, достигает высоты 45 м. Пологим уступом она отделяется от второй террасы (55 м). Третья терраса имеет высоту 85—132 м, четвертая около 200 м. В. П. Голубятников относит две нижних террасы к вюрмской эпохе, третью — к рисской.

4. ПРЕДКАВКАЗСКИЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Предкавказское поднятие или Ставропольское плато является вытянутым к северу выступом Кавказской горной страны, разделяющим равнину Предкавказья на две части: восточную — Прикаспийскую низменность и западную — Прикубанскую и Приазовскую равнины. Начинаясь от гранитного основания горной группы Эльбруса, Предкавказское поднятие тянется в виде плоских продолговатых холмов к северу по направлению к Ергеням. Холмы отделены один от другого балками, по которым текут притоки Кубани, Маныча и Кумы. Гряды холмов достигают наибольшей высоты в окрестностях Ворошиловска, где находятся столовые горы Стрижамент 827,46 м, Пикетная, Сейна и другие возвышенности. Тектонически возвышенность представляет собою антиклиналь простирации СЗ — 60°, круто спускающуюся к югу и полого к северу. Крутой уступ выражается и в рельефе по правому берегу Кубани, достигая 100 м высоты у ст. Кавказской и 326 м у Армавира.

Сложена возвышенность миоценовыми породами, слабо наклоненными на СВ, вследствие чего распространение слоев зависит от высоты места. Вершины сложены обычно раковинными известняками, ракушечником, песчаником, песками и серыми суглинками среднего сармата. Суглинки являются водоупорным горизонтом, дающим многочисленные родники и оползни. Кремнистые слоистые мергели, лежащие под гипсонасыщенными глинями, обусловливают террасовидный уступ. Майкопские темносерые глины, выветриваясь, образуют типичные красно-бурые россыпи. Вследствие слабого растительного покрова значительно развиты осыпи, оползни и механическое выветривание.

Средняя высота Предкавказской возвышенности колеблется от 350 до 600 м. Рельеф здесь сильно расчленен и имеет почти горный характер: глубокие долины с крутыми обрывистыми склонами и плоские водоразделы в виде столовых гор. В долине р. Калаус наблюдается шесть древних террас, аналогичных террасам Кубани. Верхние террасы имеют наклонный характер, обусловленный своеобразным поднятием страны. В верховьях Калауса Каманин указывает долину, соединявшую некогда бассейн этой реки с бассейном р. Кумы.

От собственно Кавказа Предкавказская возвышенность отделена пониженней равниной, в западной части которой Прокопов установил синклинальное строение. Эта равнина делится на две части невысоким поперечным водоразделом бассейнов Кубани и Терека. На востоке Предкавказская возвышенность переходит в высокую степь с эрозионным широковолнистым рельефом, образующую так называемый лессово-глинистый уступ. Ближе к Тереку местность представляет ряд невысоких террас, ступенями опускающихся к пойме, которая местами достигает 2 км ширины. Нижняя терраса состоит из 2—4 ступеней, находящихся на высоте 3,5—8 м над уровнем реки. Средняя терраса, местами размытая, имеет высоту от 11 до 14 м. Верхняя терраса в районе Моздокской степи состоит

из двух ступеней — нижней на высоте 15—17 м и верхней на высоте 30—35 м. Поверхность последней представляет равнину с неглубокими, но широкими ложбинами. Высокая степь сменяется Прикаспийской низменностью, описанной выше.

Тереко-Сунженская возвышенность представляет две параллельные дугообразные цепи, выпуклые к северу. Северная называется Терским хребтом (930 м), южная — Кабардино-Сунженским хребтом. На самом деле это не хребты, а горные цепи, состоящие, как показал Розанов, из ряда последовательно сменяющихся антиклиналей, которые чаще являются косыми складками, наклоненными то в сторону Главного хребта, то от него. Встречаются опрокинутые складки и даже надвиги. Орография, вообще говоря, не совпадает с тектоникой: отдельные хребты являются частями одной антиклинали, и обратно — один хребет состоит из частей различных антиклиналей, спаянных благодаря эрозии. Между обеими цепями располагается маловодная долина Алхан-Чурт, открывающаяся на восток в долину Сунжи, а на западе закрыта отрогами Кабардинских гор, оставляющих только узкий выход в долину р. Курп (приток Терека). Алхан-чурт, как и южнее лежащая Сунженская долина, образовалась в продольной синклинали. Обе цепи прорываются Сунжой в областях погружения осевых линий антиклиналей. Породы, слагающие область, относятся к миоцену и представлены песками и глинами, прикрытymi лессовым покровом. Южные склоны хребтов изрезаны сухими руслами и балками. Преобладают формы пустынного типа. Склоны хребтов усеяны валунами и глыбами древних осадочных и изверженных пород, напоминающими моренные отложения.

Тереко-Сунженская наклонная равнина. Расположенная к югу и к западу от Сунженского хребта обширная долина делится Ассинским отрогом на две котловины — Орджоникидзевскую (Владикавказскую) и Чеченскую, — имеющие характер равнин, сложенных наносами притоков Терека и Сунжи и частью наносами тех рек, которые вытекали из-под древних ледников.

Ренгарден считает, что Орджоникидзевская равнина представляет медленно прогибающуюся мульду. У г. Орджоникидзе выходы коренных плиоценовых пород образуют нечто вроде порога. К северу от прорыва Терека через Кабардинский хребет до долины р. Малки простирается Кабардинская наклонная равнина, сложенная флювиогляциальными, аллювиальными и другими новейшими наносами. Многочисленные реки, стекающие с гор, окаймлены на южной окраине равнины флювиогляциальными террасами, которые к северу постепенно понижаются и исчезают. По равнине реки текут в неглубоких руслах, раздробляются на многочисленные рукава, часто смешивают свои воды.

Современная Сунжа, по Герасимову, представляла раньше ниже Назрана нижнее течение Терека. Реки Ардон и Тerek еще недавно были самостоятельными и текли в разные стороны. Много раньше, когда Кабардинские цепи еще только начали формироваться, воды средней части Кавказа текли прямо на север, создавая обширные

галечные поля. Во время наибольшего оледенения воды Терека текли по конусу выноса, разбиваясь на множество рукавов и часто меняя свои русла.

При выходе Терека на Орджоникидзевскую равнину имеются высокие террасы на высоте 130 м над рекой (850 м абсолют. выс.) по склонам гор Лысой и Тарской. Террасы образованы мощными отложениями суглинков с отдельными включениями галечников. По Ренгартену, эти террасы относятся к миндельской эпохе. Ниже их отчетливо выступают рисские террасы на высоте 40—45 м над рекой. Эти террасы сложены лессовидными суглинками на галечниках. По направлению к равнине поверхность террасы быстро снижается и в районе города она скрывается под вюрмскими отложениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Несколько соображений о геологической структуре Ставропольской возвышенности и примыкающих к ней частей Кавказского хребта. БМОИП, в. 1—2. М. 1926. 2. Вареницов М. И. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время. ТАИЧЕ, 3, Л. 1933. 3. Варданянц Л. А. Материалы к истории развития рельефа Предкавказья. ИГО, 66, в. 4. Л. 1934. 4. Гатуев С. А. Гидрогеологический очерк Моздокской степи. ТВГРО, 186, Л. 1932. 5. Григорович-Бerezовский Н. А. Гидрогеологическое обследование Алхан-Чуртской долины, Мат. по гидрол. вост. части сев. Кавказа. Ростов п/Д. 1928. 6. Двали Н. Ф. Отчет по гидрогеологическим работам в Алхан-Чуртской долине в 1927 г. ТГГРУ, 67, Л. 1931. 7. Думитрашко Н. В. и Каманин Л. Г. Геоморфологический очерк междуречья Калауса и Кумы. «Исследование подземных вод СССР», 3, изд. ГГИ, Л. 1932. 8. Жуков М. М. Геоморфология района Терско-Манычского канала, Тр. МГРИ, т. I, 1936. 9. Каманин Л. Г. К геоморфологии верховий р. Калауса на Северном Кавказе. ТГИ, 3, Л. 1932. 10. Крашениников И. М. и Неуструев С. С. Геоморфологический очерк М. Кабарды и Моздокской степи. ЗРМО, 55, в. 1, Л. 1921. 11. Кузнецов С. С. Геологический очерк Ставропольской губернии, Ставрополь, 1923. 12. Неуструев С. С. Геоморфологический очерк М. Кабарды и Моздокской степи, ЗРМО, 45, в. 1, Л. 1926. 13. Пузанов Н. И. Поездка на Таманский полуостров летом 1926 г., Тр. Ест.-ист. отд. Центр. музея Тавриды, I (V), 1927. 14. Пустовалов И. Ф. Гидрогеологический очерк окрестностей Дербента. ТГГРУ, 20, Л. 1930. 15. Рейнгард А. Л. Из наблюдений летом 1927 г. в районе Кабардинских гор и Владикавказской равнины. ТЛОЕ, 58, в. 4. Л. 1928. 16. Розанов А. Н. Материалы по геологии Кавказских предгорий между Грозным и Чиркьюром. БМОИП, 1923—1924. 17. Флеров А. Ф. Песчаные ландшафты Черноморско-Азовского побережья Кавказа, ИГО, 63, в. 1. Л. 1931. 18. Чеботарев И. И. Рельеф и грунтовые воды Кумыкской степи. ИГО, 66, в. 6. Л. 1934. 19. Шапошников Л. и Верещагин Н. К вопросу об акклиматизации в Закавказье и Предкавказье. Земл., 34, в. 1—2. М. 1932.

5. БОЛЬШОЙ КАВКАЗ

Область средневысотных гор западного Кавказа простирается от меридиана Анапы до известняковых массивов Оштена и Фишта. С юго-запада она граничит с морем, на севере с Прикубанской равниной, на северо-востоке с областью куэст северного склона. Орографически область представляет ряд хребтов и цепей, идущих параллельно берегу моря. На меридиане Новороссийска имеется че-

тыре хребта, а в восточной части уже пять главных и несколько второстепенных хребтов. Высота гор по мере движения к востоку возрастает от 300—400 м у Анапы до 1800 м у Тубинского перевала, но нигде не достигает снеговой линии, вследствие чего здесь отсутствуют высокогорные формы, и возвышенности имеют мягкие округлые очертания.

В строении местности принимают участие так называемые флишевые породы (мергельно-песчаниково-сланцевые толщи) верхнего мела

и эоцен, собранные в складки, иногда довольно сложные и даже опрокинутые. Рельеф в западной части находится в соответствии с текtonикой: антиклинальные хребты и синклинальные продольные долины.

В восточной части соответствия меньше — хребты образованы здесь выходами более стойких пород и имеют поперечное расчленение. Долины северного склона широки, пологи, заполнены аллювием и террасированы. Долины южного склона наклонны, узки и нередко переходят в тесные и мрачные ущелья среди мергелистых и глинисто-песчаных пород флиша.

Реки южного склона выносят много материала с гор, но отлагают его в море, а не в нижнем течении. Поэтому дельты не образуются,

Долина р. Агуры на Кавказе.

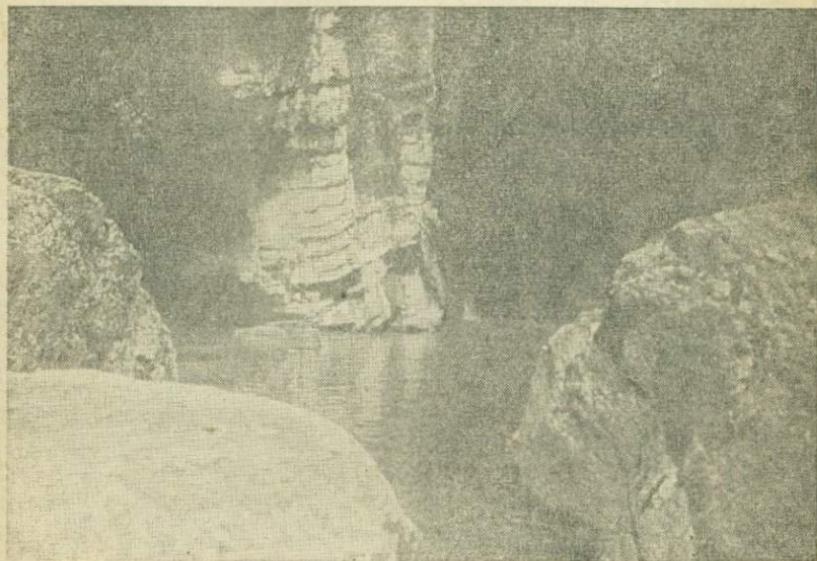
и реки не имеют в сущности нижнего отложения осадков. Петропавловский отмечает эту характерную особенность речек: они образуют в море дельтовые языки, которые обнаруживают поворот к югу. Повидимому, здесь сказывается влияние морского течения. Бурения, произведенные в различных местах побережья между Туапсе и Адлером, показали, однако, наличие слоя аллювиальных отложений до 20 м мощностью.

Долины и балки небольших речек часто оканчиваются не на уровне моря, а образуют уступ на краю берегового обрыва — ре-

зультат энергичной работы прибоя. Той же работой срезаны концы поперечных отрогов береговых хребтов, которые падают в море крутыми и скалистыми обрывами до 200 м высотою.

На крайнем северо-западе море прорвало антиклинальную складку флишевых пород и образовало две ингрессионные бухты — Новороссийскую и Геленджикскую. Результат разрушительной морской работы — береговой пляж развит слабо и не повсеместно.

На значительной высоте видны следы прежних береговых линий, имеющих вид уступов, у подножия которых тянутся террасы, наклонные к морю. Чаще всего можно видеть три таких террасы. В окрестностях Туапсе нижняя терраса лежит на высоте 15 м над уровнем



Долина р. Агуры на Кавказе.

моря, средняя на высоте 70—100 м, а верхняя на высоте 120—160 м. Ширина террас достигает местами двух километров. Верхняя сильно размыта и превратилась в ряд хребтиков с плоскими вершинами, протягивающихся перпендикулярно к берегу. Наличие этих террас свидетельствует о поднятии Кавказа, наступившем вслед за эпохой наибольшего оледенения. По наблюдениям Рейнгарда, флювиогляциальная терраса реки Мzymты приводит не к современному уровню, а к уровню нижней террасы, которая соответствует таким образом эпохе наибольшего оледенения. Нижняя терраса Мzymты начинается у берега моря на высоте 15 м и по мере удаления от моря постепенно поднимается. Выше Красной поляны появляются три террасы, из которых верхняя прослеживается по всей долине. Она имеет у моря высоту 80—100 м, у Красной поляны 1100—1150 м, у истоков Мzymты 2150—2200 м. Реконструкция древнего дна долины указывает на рельеф поздней зрелости с широкими долинами, пологими

склонами, невысокими вершинами (500—800 м отн. выс.). Рейнгард приписывает этому рельефу плиоценовый возраст.

Образование террас Рейнгард ставит в связь с общим сводовым поднятием Кавказа, которое достигало наибольшей величины в центре и постепенно уменьшалось к краям. По его наблюдениям, в долине Гвандры-Кодора можно ясно различить два древних дна долины, соответствующих второй и третьей террасам Черного моря. Кроме того, Рейнгард учитывает также эвстатические колебания уровня моря, доходившие до 25—35 м, и самостоятельные движения



Фото Кавк. Гос. запов.

Озеро Кардывач, верховья р. Малмыты.

отдельных глыб. Вследствие этого береговую линию вюрмского времени приходится искать на глубине 25—30 м. Бурение в устьях рек между Туапсе и Адлером показало, что коренное дно рек у самого берега моря находится на глубине 23—24 м.

У Сочи Ивченко отмечает галечные морские террасы на высоте 9 и 26 м. Григорович-Березовский наблюдал к северу от Сочи чередующиеся слои галечников и раковинной дресвы на высоте 12—14 м. Архангельский считает, что здесь имеется продолжение нижней, Карапгытской террасы района Джубги. Такие же отложения были найдены к северу от Адлера. Так как высота верхней террасы у Туапсе (160 м) соответствует высоте водораздела между Сунгой и Сефой, где были найдены чаудинские слои, то весьма вероятно, что здесь мы имеем дело с Чаудинской террасой третичного возраста (см. главу о Крыме). Наблюдения Петропавловского показывают, что террасы между Адлером и Сочи не горизонтальны и не параллельны одна другой. Так, нижняя терраса меняет свою высоту от 4 до 38 м, а верхняя от 14 до 52 м. Личков объясняет это неравномерным поднятием прибрежной полосы.

Сопоставляя террасы Кавказа с террасами Крыма и других побережий Черного моря, Личков получает такую таблицу:

Западный берег	Кавказ	Крым	Босфор	Малая Азия	
5,7 15—20	— 9,5—15	3,6—9,8 18—20	— 25	6 28	Ницца, Новевинская Монастырская (18—20), вюрг.
30—40	26—40 (?)	30—40	30—40	—	Тирренская, Карапытская (30—40), рисс.
50—60	58	50—70	70—80	70	Миланка (50—60), миндель.
90—100	89—90	90—100	100	—	Сицилийская (90—100), гюнц.
140—150	142	142	—	—	Чаудинская
175—200	160	—	—	—	Чаудинская в Гурии.

Несмотря на некоторое расхождение в числах, Личков считает, что на всех побережьях выражается одна и та же закономерность — четырехкратное поднятие не только Кавказа, но и всех побережий. Родионов считает выводы Личкова и Петропавловского ошибочными. Он полагает, что наблюдающаяся разница в высотах террас объясняется различной устойчивостью пород, слагавших абразионные площадки. Он дает такие высотные отметки для террас: современная — 0—1 м, первая — 2—4 м, вторая — 8—10 м, третья — 25—30 м, четвертая — 80—95 м, пятая — 150—160 м, шестая — 180—200 м, седьмая — 80 м. Седьмая терраса отвечает наимизшему стоянию уровня моря, когда он был ниже современного на 80 м. Террасы обозначены не только уступами и строением, но и оползнями.

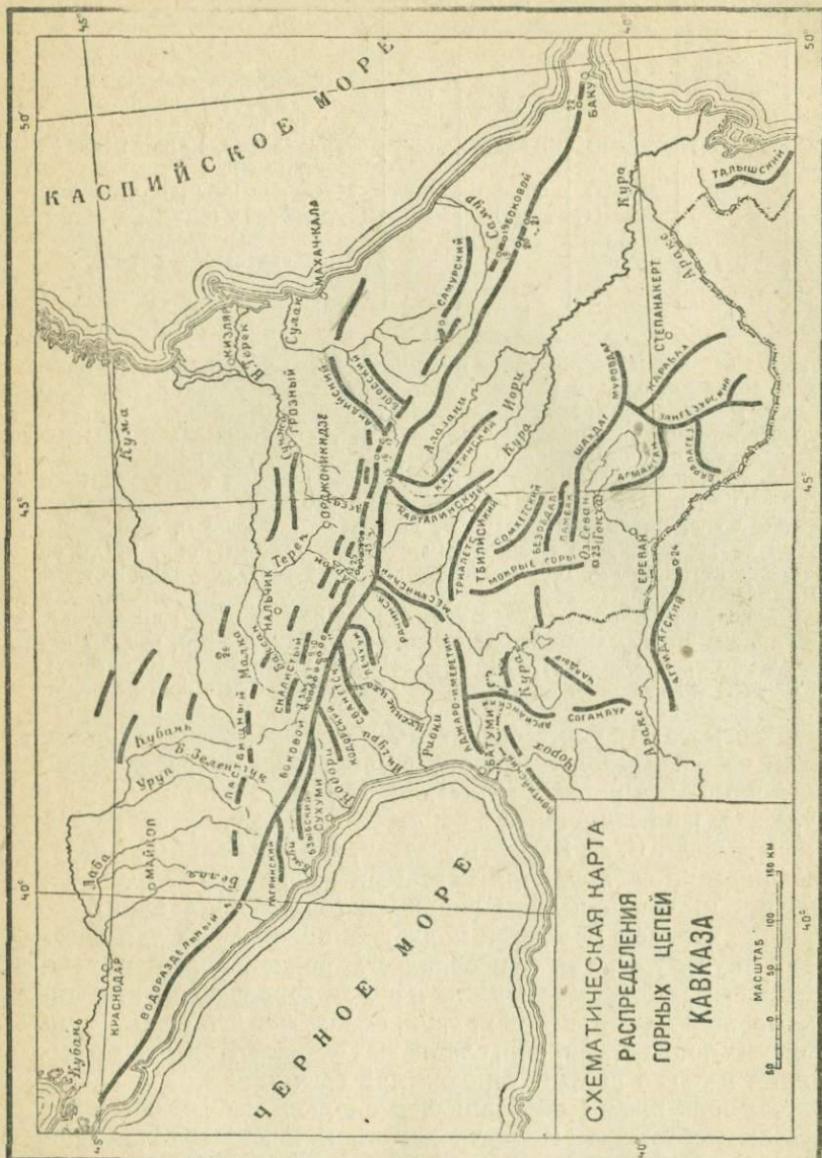
С. С. Кузнецов, на основании своих наблюдений на батумском побережье, а также и по данным других исследователей, намечает семь террас, высоты которых будут 10—20 м, 30—40 м, 57—72 м, 90—100 м, 120—140 м, 190—200 м, 250—270 м. Высоты первых пяти террас хорошо совпадают с данными Личкова.

В долинах некоторых более значительных рек восточной части наблюдаются так называемые «поляны», озеровидные расширения в виде более или менее ровных площадок, лежащих на высоте 20—40 м над уровнем реки, шириной в 600—800 м, и вытянутых на 1—3 км вдоль по долине. С. А. Яковлев считает, что эти поляны не озерного происхождения, а являются местными расширениями террас, приуроченными к тектоническим впадинам (брахисинклинали).

Прибрежные террасы являются подходящими местами для поселений и для культуры, так как обладают ровной поверхностью, хорошим дренажем, высоким положением над лихорадочными низменностями побережий и прекрасной почвой, образующейся от выветривания флишевых пород-трекунов, сланцевых мергелей, твердых в сыром состоянии и легко рассыпающихся при высыхании.

Эти породы подвержены оползанию, и оползни наблюдаются во многих местах побережья. По исследованиям Родионова, оползни расположены в несколько ярусов, совпадающих с древними морскими террасами. Нижний ярус имеет зону скольжения ниже уровня Черного моря. Смещения коренных пород создали котловины. В этих котловинах накопился делювий, мощностью до 12 м, находящийся в настоящее время в активном движении.

Высокогорная кристаллическая область центрального Кавказа включает наиболее высокую часть страны от г. Оштен (2807 м) на западе до Дарьяльского ущелья на востоке. Хребет здесь сразу повышается



Plac. 32.

1 — Филип, 2 — Эльбрус, 3 — Учеба, 4 — Тихтинген, 5 — Тетнуль, 6 — Шахара, 7 — Айлака, 8 — Лыхтау, 9 — Кокшантай, 10 — Суган, 11 — Пабола, 12 — Аладах, 13 — Гимарайх, 14 — Кабен, 15 — Барбобо, 16 — Теке-Куючес-Мта, 17 — Донос-Мта, 18 — Шалбузлаг, 19 — Шадыг, 20 — Вазирлиев, 21 — Баадаг, 22 — Диорар, 23 — Аярас, 24 — Аяррат, 25 — Теллитая, 26 — Бештагу.

шается до снежной линии и имеет высокогорный характер. Острые вершины его достигают наибольшей высоты: Тихтинген — 4613 м, Гистола — 4860 м, Тетнульд — 4853 м, Джанга — 5051 м, Шхара — 5184 м, Дыхтау — 5198 м, Коштантай — 5145 м, Адайхох —

4647 м, Гимарайхох — 4778 м, Эльбрус — 5629 м, Казбек — 5043 м.

Главный хребет дает к северу и к югу многочисленные отроги, соединяющие его с параллельными цепями (рис. 32). Отроги по большей части эрозионного происхождения, параллельные же цепи являются или складками, или выходами наиболее стойких пород, или горстами, или же застывшими потоками излившихся пород.

Раньше предполагали (Абих), что параллельно Главному хребту идет вдоль южного склона Боковой хребет, который, по Салацкому, пересекается с Главным в массиве Адайхох и переходит на северную сторону. Михайловский доказал, что такое представление не соответствует действительности. В настоящее время под именем Бокового хребта разумеется ряд массивов и хребтов, протянувшихся вдоль северного склона в расстоянии 10—15 км от Главного хребта и разделенных поперечными ущельями. Поперечные перемычки местами соединяют боковые массивы с Главным хребтом и образуют ряд котловин. Если следовать с запада, то боковыми массивами будут: 1) массив Эльбрус; 2) цепь между притоками Баксана Ириком и Кыртыком с вершиною Иринчат (4030 м); 3) массив между Баксаном-Адырсу и Чегемом; 4) отрог Каргасили между верховьями Чегема и Череком Безингийским; 5) цепь Дыхтау — Коштантая; 6) цепь Диого-Балкарская или Суганская (Богхо-Башы) с вершинами Гюльчи (4470 м) и Суган (4489 м); 7) цепи Саудор и Цейская; 8) цепь Кальтбер; 9) массив Тепли-Архон (4423 м); 10) массив Сырху-Барвонд — Гимарайхох — Казбек и некоторые другие. Эти отроги и массивы местами превосходят высотою Главный хребет. Варданянц предлагает называть Боковой хребет Казбекским Диабазовым.

Вдоль южного склона имеется также ряд отрогов и цепей, отходящих от Главного хребта на юго-запад. Таковы хребты: Бзыбский (Чедымский), Кодорский (Панавский), Сванетский (Лияла), Лечгумский и Рачинский. От этих хребтов в свою очередь отделяются отроги, заполняющие западное Закавказье.

Область сложена гранитами, гнейсами и кристаллическими сланцами, а по южной окраине в западной части развиты диабазы и диабазовые порфиры (хребет Пельх-бора, массив Ходжал и др.). Эльбрус и Казбек сложены андезитом. В периферических частях встречаются глинистые и шиферные сланцы и песчаники. В создании рельефа большую роль играли сбросы, большей частью продольные.

Водораздельная линия в западной части проходит по гранитогнейсовому массиву, но восточнее Адайхоха роль главного водораздела переходит к более низкому южному сланцевому хребту с вершинами Халаца и Зикара.

Так как не только вершины, но и многие перевалы заходят за пределы снеговой линии, то вся морфология области несет черты ледникового развития. Высота снеговой линии, по Рейнгарду, колеблется от 2650 м (Оштен — Фишт) до 3850 м (северный склон Эльбруса) на северном склоне и от 2735 м (Гвандря) до 3400 м (Караугом) на южном склоне. Оледенение распространяется и далее к востоку, причем высота снеговой линии повышается, составляя разницу в 900—1200 м. Такой ход снеговой линии стоит в зависимости от повышающейся сухости климата. При этом на северном склоне, вследствие его более сложной расчлененности, повышение снеговой линии идет менее плавно, чем на южном, подвергаясь резким отклонениям под влиянием местных условий. Так, Рейнгард указывает

на влияние низких перевалов с широкими поперечными долинами, по которым происходит усиленная тяга воздуха с влажного западного Закавказья на северные склоны, чем и обусловливается понижение здесь снеговой линии. Наличие отрогов и параллельных цепей способствует повышению снеговой границы, так как эти отроги и хребты задерживают влажные воздушные течения. На южном склоне снеговая линия лежит обычно ниже, чем на северном, но разница не так велика, как думали раньше. По исследованиям Деши и Рейнгарда она в большинстве случаев равна 100—200 м, а местами совсем сглаживается.

Степень оледенения Кавказа выяснилась сравнительно недавно. Еще в 1860 г. в одном из иностранных справочников сообщалось, что вершины Кавказских гор плоски и присутствие там ледников сомнительно. В 1885 г. Гейм утверждал, что большинство кавказских ледников принадлежит к типу висячих, и общая площадь, занимаемая ими, не превышает 120 кв. км, причем половина этой площади приходится на ледники Эльбруса. И. В. Мушкетов оценивал площадь ледников в 240 кв. км, т. е. все-таки меньше, чем площадь ледников одного только Монблана (282 кв. км). Даже Динник, ревностный исследователь Кавказа, недооценивал степени развития ледников (70 ледников 1-го разряда). Только в 1894 г. в работах Михайловского размеры оледенения были установлены правильно. Он насчитывал около 250 ледников первого разряда и около 1000 — второго разряда. Работы Деши, Селла, Мерцбахера, Россикова, И. В. Мушкетова, Буша, Марковича, фон-Мекка, Ендржеевского и других исследователей внесли много новых данных в этот вопрос. Подозерский, пользуясь одноверстной картой, дал уже точные данные как относительно площади оледенения, так и о количестве и свойствах ледников. По данным Подозерского, площадь, занятая ледниками в пределах Большого Кавказа, составляет 1965 кв. км, т. е. $\frac{1}{7}$ всей площади горной страны. Наибольшее развитие ледники обнаруживают между Эльбрусом и Казбеком как по отношению к общей площади, так и по величине отдельных ледников. На северной стороне хребта ледники занимают 1465 кв. км, а на южной только — 500 кв. км, т. е. оледенение северного склона в 3,3 раза больше. Ледников первого разряда на северном склоне 218, на южном 59. Ледников второго разряда соответственно 764 и 348. Причина такой неравномерности лежит в орографических особенностях — крутизне южного склона и меньшей его расчлененности. Поэтому большинство ледников северного склона берет начало на отрогах Главного хребта, ледники южного склона спускаются чаще непосредственно с главного гребня.

На западе первые ледники появляются на массиве Оштен-Фишт в виде неопределенного числа фириглетчиров. Первый ледник первого класса появляется на северном склоне в истоках р. Цахва, на южном склоне в истоках р. Ацчары (Чхалтинский или Марухский). К востоку от Марухского перевала до Эльбруса имеется 33 ледника первого класса на северной стороне и 12 на южной. Эльбрус является обособленным центром оледенения. Его вершина представляет сплошное фирновое поле (143,9 кв. км), из которого во все сто-



Фото А. М. Комкова.

Главный Кавказский хребет, вид с Казбека.



Фото Кавк. Гос. Запов.

Гора Оштен.

роны вытекают 17 ледников первого разряда, питающих истоки Кубани, Малки и Баксана. От перевала Чипер до Мамисонского на протяжении 150 км сплошное обледенение — 46 ледников первого класса на северном склоне Главного хребта и 44 на его северных отрогах и боковых цепях. Самым значительным ледником является Дыхсу (15,2 км длиною и 48,4 кв. км по площади). За ним следуют

Караугом (14,9 км и 35,3 кв. км), Безинги (13,6 км и 45,4 кв. км), Фытнаргин (9,7 км и 23,6 кв. км), Адырсу (7,1 км и 2,23 кв. км), Цейский (9,1 км и 18,3 кв. км).

Обширные фирновые поля находятся на отрогах. В каратах — ледники второго класса.

Особенно грандиозную картину представляет ледник Безинги или Уллу-Чиран, окруженный вершинами Ляльвер, Гистола, Катынтау, Джанга и Шхара.

От Эльбруса до восточного конца хребта Кальтбер оледенение более или менее равномерное, но за Кассарским ущельем Ардона характер оледенения меняется: оно приурочивается к отдельным кристаллическим массивам.

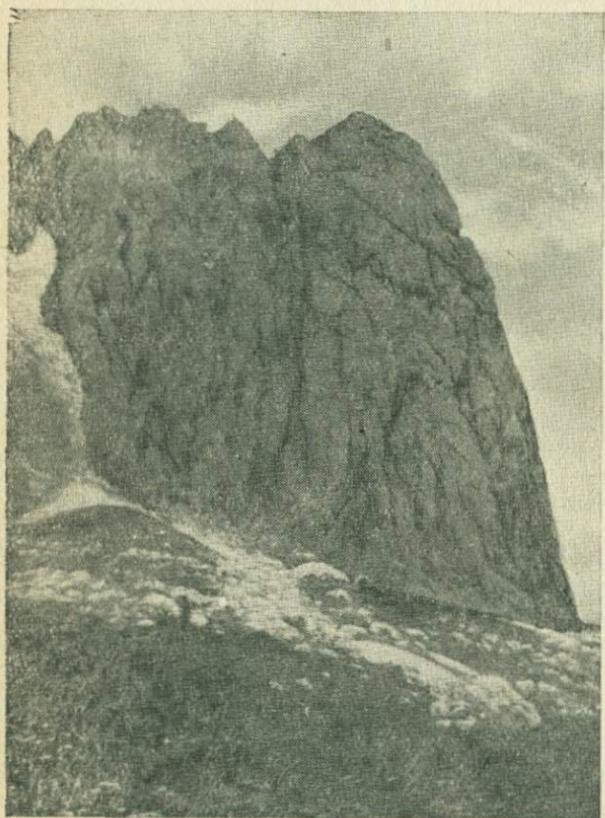


Фото Кавк. Гос. Запов.
Гора Фишт.

В ледниковую эпоху оледенение достигало значительно больших размеров. Отдельные ледники были гораздо длиннее. Так, по Рейнгарду, ледник долины Мзымты достигал 40 км в длину, ледники в районе Домбай-Ульгена 50—60 км, древний Тебердинский ледник имел в длину 77 км, такой же длины был Кодорский ледник. Снежная линия спускалась на 1300 м ниже, чем современная, но тем не менее ледники на равнину не выступали. Вследствие этого следы оледенения, оставленные в узких горных ущельях, легко уничтожались последующей денудацией. Ренгарден полагает, однако, что риссий

ледник в долине Терека на равнину выступал. Он обнаружил в 2,5 км от г. Орджоникидзе в останце рисских отложений под слоем лёссовидного суглинка галечники с большим количеством очень крупных валунов. По его мнению, это — остатки перемытой рисской морены.¹

Рейнгард допускает, кроме главного вюрмского оледенения, еще три более слабые фазы: тебердинскую стадию с депрессией снежной линии в 800—900 м, коначхырскую стадию с депрессией в 500—600 м и аманаузскую стадию с депрессией в 300—400 м. Он считает эти фазы не самостоятельными оледенениями, а только стадиями отступления большого оледенения вюрмской эпохи.

Позднейшие работы Рейнгарда доставили несомненные доказательства двух оледенений. Но и третье оледенение также весьма вероятно. Для последнего оледенения имеются морены с тремя стадиями отступления. Морены лежат невысоко над дном долины. Следы оледенений известны от Оштен—Фишта до Базардюзи. Моренам соот-



Фото А. М. Комкова.
Кратер Казбека.

ветствуют флювиогляциальные террасы в горных долинах и частью на Предкавказских равнинах. В главных долинах различаются главная терраса и три ей подчиненных, из которых верхняя обычно выражена лучше. Эти террасы лишены покрова из лёссовидной глины. Морены предпоследнего оледенения сохранились в долинах Кубани, Ардона (плохо), Баксана, Чегема, Терека, Карасу-Хуламского. Им также соответствует комплекс флювиогляциальных террас, хотя и не везде (нет, например, в долинах Ардона и Фиагдона). Третий комплекс террас, сложенный галечниками, лежит еще выше. Они выходят на равнину в западном Кавказе. Соответствующих морен не найдено. Неясные признаки еще более древних террас имеются в долине Кубани и в долине Ассы. Эрозионная работа между последним и предпоследним оледенением была незначительна.

Наоборот, она очень была велика между третьим и вторым

¹ В позднейших работах и Рейнгард допускает выступание ледников на равнину.

оледенениями. По мнению Ренгартена, морены гюнцкого оледенения нигде еще не были найдены. Другие же отложения этой эпохи хотя и встречаются, но все еще остаются под сомнением.

Варданянц, сопоставляя орогенические фазы с эпохами оледенения, приходит к заключению, что число оледенений на Кавказе должно быть больше четырех.

Ренгартен на основании изучения долины реки Ассы принимает для Кавказа четыре главных холодных эпохи, которые он ставит в связь с четырехкратным сводовым поднятием Кавказа. В теплые межледниковые эпохи реки глубоко врезывались в дно прежних зрелых долин и образовывали в нем новую, оставляя на склонах террасы остатки дна первоначальной долины. В последующую затем холодную ледниковую эпоху долины заполнялись наносами в местах, расположенных ниже ледниковых языков. В долине р. Ассы можно различить четыре яруса террас, расположенных на уровнях, повышающихся от устья к верховьям. В долине р. Терека тот же автор указывает террасы вюрмской эпохи, также повышающиеся вверх по реке. Здесь наблюдается широкая древняя долина, плоское дно которой возвышается над современным дном на 280' м. Эти отметки получены в районе сел. Чми и ст. Ларс, а также между Гвилематами и Казбеком, тогда как в промежуточной части, между Ларсом и Гвилематами, террасы на высоте 280 м нет, но следы ее наблюдаются на высоте 1 км над рекой. Варданянц объясняет это недавним глыбовым поднятием Дарьиля. Подобное же объяснение он предлагает и для долины Ассы, считая имеющийся здесь Нельхский сброс продолжением сброса, ограничивающего Дарьильтский горст с севера. Поэтому он считает схему развития долины Ассы, предложенную Ренгартеном, не соответствующей современным данным по геоморфологии этой долины.

Приостановки в поднятии Ренгартен объясняет влиянием ледяной нагрузки, тормозившей поднятие. Теплые эпохи уничтожали ледяные массы и вызывали новое поднятие страны.

Личков ставит эти террасы в связь со средиземноморскими террасами Депере, рассматривая поднятие Кавказа как часть общего поднятия юга Европы. Уровни террас в центральной части Кавказа (300, 425 и 850 м) оказываются, правда, выше, чем полагается по схеме Депере, но Личков объясняет это следствием собственного поднятия орогена, помимо общего всплытия юга Европы.

Иное толкование рельефа дает Варданянц, указывающий на недавнее горстовое поднятие Диабазового (Бокового) хребта, вызвавшее местное смещение террас. Сопоставляя свои наблюдения в Кахетии, он отрицает сводовое поднятие Кавказа, предполагаемое Ренгартеном, и tolкует предвюрмское поднятие Б. Кавказа как сложный горст, ограниченный крупным дизъюнктивным нарушением на юге.

Помимо террас остатком былого оледенения является трогообразная форма долин, особенно на северном склоне в долинах бассейна Кубани, Теберды, Маруха, Аксакута и других рек, где эта форма сохраняется не только в главных (поперечных) долинах, но и во многих боковых (продольных и поперечных). В узких поперечных долинах она лучше развита, чем в широких продольных. В изоклинальных долинах наблюдаются асимметричные троги. Последледниковая денудация иногда сильно изменила первоначальную форму, так что трог распознается с трудом. На дне трога обычно врезана узкая молодая долина в виде ущелья.

Некоторые авторы находили в долинах следы многих трогов, вложенных один в другой, и видели в этом доказательство неоднократного оледенения. Но Рейнгард указал, что при внимательном изучении на месте он всегда мог различить только один трог, а более древние, повидимому, стерты последующей денудацией. Троги кавказских долин имеют слабо выраженные плечи и относи-



ФОТО А. М. КОМКОВА.

Долина р. Терека близ с. Гевилеты.

тельно большую глубину. Рейнгард объясняет это большей эродирующей силой ледников вследствие узости и крутизны долин, а также и большой предшествующей речной эрозией.

Во многих трогах часто наблюдается переуглубление, т. е. боковые долины образуют при выходе в главную долину ступень, являясь, таким образом, «висячими» долинами. Высота устьевой ступени доходит иногда до 500 м. На восточном Кавказе троги развиты слабее как вследствие более слабого оледенения, так и вследствие свойств горных пород — сланцев, легко разрушающихся.

Самыми характерными формами ландшафта являются цирки и кары, расположенные на различных уровнях и иногда образующие так называемую каровую лестницу. Одни из них, находящиеся между древней и современной снежовыми линиями, в настоящее время пусты или заняты озерами и находятся в стадии разрушения. Другие, лежащие выше современной снежной линии, содержат фирновое поле или ледник и продолжают развиваться. Каровые озера свойственны, главным образом, западной части.

В Альпах троги обычно заканчиваются цирком. На Кавказе это встречается редко (Рейнгард). Обычно дно трога к концу становится круче и поднимается до высоты его плеч, не образуя настоящей ступени, а поэтому площадка трога отсутствует, равно как и цирк. Если цирк и имеется, то он лежит в пределах фирновой области или, чаще, с него свешивается язык ледника. В этом, вероятно, и лежит причина отсутствия цирков: ледниковая эрозия еще продолжается.

Результатом ледниковой деятельности являются так называемые бараньи лбы и курчавые скалы, наблюдающиеся в некоторых долинах. Встречаются и остатки поперечных гряд конечных морен, лучше сохранившиеся только от морен позднейших оледенений. Моренные озера встречаются редко (долина Теберды и долина Клюхора), но возможно, что прежде их было больше, так как во многих долинах наблюдаются ровные *полльны*, являющиеся, повидимому, остатками бывших озерных водоемов.

Крутизна склонов и значительная абсолютная высота долин препятствуют здесь развитию земледелия. Население, где оно есть, занимается скотоводством.

Сланцево-песчаниковая область восточного и центрального Кавказа охватывает высокогорную полосу восточного Кавказа от Военно-грузинской дороги до вершин Шалбуздага и Бабадага. Кроме того, более узкая полоса сланцев тянется западнее вдоль южного склона водораздельного хребта через верховья Тerek, Ардона, Ксаны, Лиахвы, Риона, Цхенис-Цхали до среднего Ингуре (рис. 32).

Часть хребта, лежащая к востоку от Крестового перевала (2379 м), сравнительно понижена или лишена вечных снегов. От вершины Б. Барбело (3295 м) идут Алазанские Альпы на протяжении 260 км, не превышающие нигде 3700 м. Дальше на восток, в Самурских Альпах, высоты опять увеличиваются (Базардюзи 4258 м). Главный гребень как в Алазанских, так и в Самурских Альпах мало расчленен, перевалы высокие и труднодоступные. Южный склон, образованный продольным сбросом, круто поднимается над долинами Алазани и

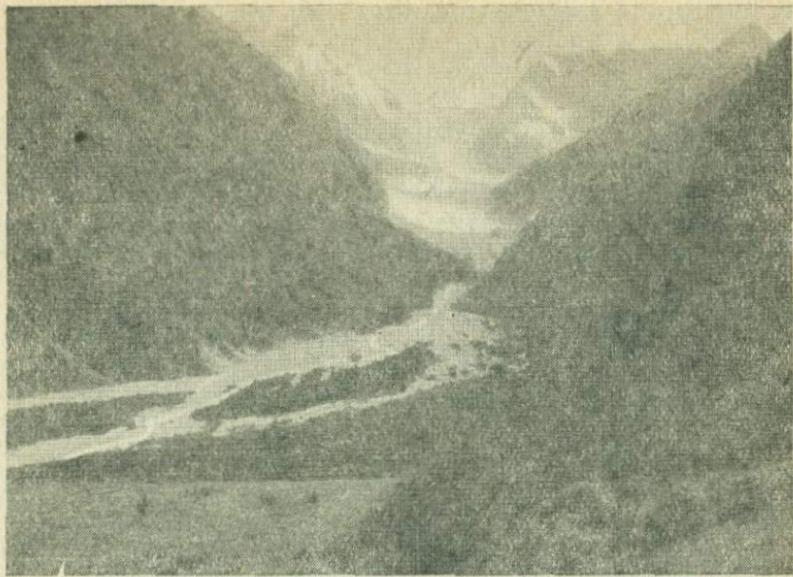


Фото Жильцовой.

Долина р. Карагом.



Фото Жильцовой.

Долина ледника Карагом.

Куры и почти не дает отрогов. Северный склон, наоборот, сильно расчленен реками и образует целый ряд отрогов, более высоких, чем Главный хребет. Вершинами Шалбуздаг (4170 м) и Бабадаг (3637 м) заканчивается сланцевая область на востоке. Сюда же входит часть Бокового хребта: массив Тебулос (4499 м), Перикительская цепь с вершинами Комито (4275 м) и Диклосмта (4189 м), Богоесский хребет с вершиной Аддала (4140 м). По южную сторону от вершины Б. Барбело отходят два отрога — Кахетинский хребет, или Цива-Гамборский, и Карталинский хребет. К западу от Крестового пере-



Фото Жильцовой.

Ледник Тана.

вала сланцевый хребет становится водораздельным, хотя он здесь и ниже Главного. Наивысшие точки этой части — вершины Халаца (3937 м), Зикара (3829 м), Ласиль (3492 м), Гвадарши (3741 м) и Ляйла (3986 м). В строении этой части хребта принимают участие глинистые и шиферные сланцы и песчаники палеозоя и нижней юры. Сланцы смяты в очень узкие, нередко изоклинальные складки. Местами пласты поставлены на голову.

В районе Военно-грузинской дороги известны выходы изверженных пород — липарито-дакитов, андезито-дакитов, диабазов. Ренгартен называет здесь следующие вулканы: Кабарджин, Хурисар, Миlionский Сырх, Цители, Сакохе-Садаели, Мепискало. Восточный лавовый поток Мепискало слагает Крестовый перевал. Арагва пропилила этот поток на 360 м в глубину.

Хронология вулканических явлений может быть уложена, по Ренгартену, в такую схему: 1) энергичная деятельность в плиоцене (шаплы, лавы, интрузии

Девдорака и Абанос-Цхали); к концу эпохи водная и ледниковая эрозия уничтожает значительную часть излившихся пород; 2) в миндельскую эпоху и позднее выбрасываются пеплы и продолжается размыв; 3) в рисскую эпоху ватишие; 4) в рисс-вюрмскую межледниковую эпоху возобновление извержений; 5) в вюрме ледниковая эрозия лавовых потоков; 6) между вюрмским максимумом и казбекской стадией возобновление извержений; 7) в настоящее время ослабление, последняя вспышка вулканической деятельности и, наконец, полное затишье.

Сланцевый хребет в окрестностях горы Зикары распадается на ряд гребней, имеющих резкие формы благодаря вогнутым склонам. От него отходят боковые гребни такого же вида, придающие стране иногда очень запутанный рельеф и обуславливающие столь же сложную гидрографическую сеть. Н. Н. Соколов отмечает ступенчатое расположение гребней на следующих уровнях: 3500 м, 3000 м, 2000 м, 1500 м, 1000 м. Он считает их ступенями предгорной лестницы.

В верховьях Арагвы Ренгартен установил наличие рисс-вюрмской эрозионной поверхности, которая у Крестового перевала соединяется с такой же поверхностью в бассейне Терека. Сложена она аллювиальными мелкообломочными отложениями. Так как уклон древнего русла равен 60%, то такого рода отложения не могли откладываться рекою. Поэтому Варданянц делает предположение о поднятии Крестового перевала на 600 м во время рисс-вюрома.

Характерной формой в пределах области являются продольные долины. По Щукину, они наиболее распространены в бассейне р. Риони. Далее к востоку чаще встречаются поперечные долины. Н. Н. Соколов отмечает, что у многих долин здесь хорошо выделяются три участка: верхний участок отличается наличием цирков, иногда с ледниками, и корытообразной формой; средний участок обычно имеет характер узкого и глубокого ущелья; нижний участок хорошо развит, имеет террасированные склоны. Склоны долин деформированы промоинами, конусами выноса, каменными потоками, вдоль которых в лесах образуются естественные просеки. Кроме того, встречаются мало заметные покатые площадки, на которых хорошо развит почвенный покров. Над ущельями, на высоте 400—700 м замечается перегиб склонов в виде ступеней наподобие плеч трогов. Соколов считает эти перегибы результатом сильного вреза рек за четвертичное время. Нижние участки лучше развиты в полосе третичных пород — конгломератов и песчаников, более податливых на размыв. Здесь встречаются террасы не только на склонах долин, но и на междуречьях вследствие узости водоразделов. Выходы порфиритов и гранитов придают каньонообразный характер и нижним участкам.

Горы сланцевого Кавказа хотя и достигают значительной высоты, тем не менее несут сравнительно мало ледников. Кроме того, оледенение встречается здесь только на отдельных массивах. Снеговая линия расположена выше, чем на западе: от 3400 м (Крестовый перевал) до 3800 м (Тебулос, северный склон). На главном водораздельном хребте имеются только каровые ледники. Большая часть ледников, имеющих значительную величину, лежит не на Главном хребте, а на его отрогах и на боковых цепях северного склона, так как они здесь

выше Главного хребта и находятся в более благоприятных условиях климата и орографии. Наиболее сильное оледенение имеет место на Перикительской цепи, на северном склоне которой насчитывается 13 ледников первого разряда (на южном — 1). Богословский хребет также изобилует фирновыми полями и ледниками, из которых — девять небольших долинных. Сванетский сланцевый хребет соединяется с Главным многочисленными отрогами, обширные цирки которых вмещают большие фирновые массы. Накоплению больших масс фирна благоприятствуют орографические условия долины верхнего Ингурा, замкнутой с трех сторон высокими хребтами и открытой для западных и юго-западных влажных ветров. Самыми большими ледниками Сванетии являются: Твибер-Ласхедар (10,2 км длиною и 43 кв. км площадью), Лекзыр (13,6 км и 38,4 кв. км), Адиш (8,3 км и 12,9 кв. км), Чалаат (9,2 км и 11,2 кв. км), Гёрешо, или Халде (8,1 км и 13,3 кв. км), Цаннер (12 км и 39,6 кв. км). Эти ледники, как и другие крупные, стекают с Главного хребта.

Следы древнего оледенения в этой области сохранились хуже, и само оледенение было, повидимому, слабее. По этой причине, а также и вследствие легкой разрушаемости сланцев трогообразная форма долин здесь развита слабее, чем на западе. Верхние участки долин, длиною не более 10 км, отличаются широким и плоским дном, над которым круто поднимаются склоны с неясно выраженными ступенями плеч, на высоте до 400 м над дном (правые притоки Б. Лиахвы и др.). Часто трогообразный участок долины сменяется узким ущельем, где река врезывается в прежнее дно трога (Б. Лиахва, Ксанка). Здесь же встречаются гряды древних конечных морен (до 10 м высотою) и перемытые валунные отложения. Цирки, замыкающие долины, также утратили свои резкие очертания, но тем не менее хорошо выражены. Иногда они имеют ступенчатый вид (Ксанка). В цирках часто находятся ледники или снежники, а в случае отсутствия таковых — древние морены.

Сланцы легко выветриваются и поэтому дают много продуктов выветривания, которые одеваются подножия склонов плащом мелкого щебня. Склоны здесь менее круты, чем в кристаллических породах или в известняках, и изрезаны эрозионными бороздами. Благодаря обилию обломочного материала перед устьями боковых балок образуются значительные конусы выноса. В дождливое время потоки, бегущие по балкам, превращаются в густую смесь воды, почвы, щебня и крупных обломков, причем твердые включения составляют иногда 75% всей массы. Такого рода явления называются «сэлями» или «силями». Они особенно часты и опустошительны на южном склоне восточного Кавказа, где сланцеватость породы, тонкая отдельность, резко нарушенное залегание слоев, карбонатность сланцев способствуют образованию силевых потоков. Сили, выбрасываясь на равнину, разрушают постройки, загромождают дороги, изменяют направления речных русел и являются поэтому серьезным общественным бедствием.

Для многих рек Н. Н. Соколов и Щукин устанавливают эпигенетический характер: реки прорезывают как депрессии, так и гряды,

которые, таким образом, возникли при разработке боковых долин. Лавы, спускающиеся с вулканического плато Кели и в районе Кведрулы (бассейн Риони), приурочены к долинам, где они нередко накрывают древние галечники террас.

Дибрар и Шахдаг. Восточнее вершины Бабадаг Кавказский хребет распадается на три невысоких ветви, разделенные долинами рек Дженгичай (Сумгайт) и Пирсагат. Северная из этих ветвей заканчивается на берегу Каспия холмом Ильхидаг (327 м). Средняя ветвь продолжается на Аштеронском полуострове. Южная ветвь составляет сначала Лагичскими и Шемахинскими горами, а затем идет по правому берегу р. Пирсагат. Всю эту область Богданович назвал Дибраром по имени горы Дибрар. С севера и юга она охватывает восточную оконечность предыдущей области.

В этой области только Шахдаг (4259 м) и Торфандаг (4197 м) поднимаются выше снежной границы (3635 м). Группа Шахдага является в настоящее время крайним восточным центром оледенения. Ледники здесь небольшие, принадлежат к типу висячих. Питаются они большей частью за счет зимних и весенних лавин. Горные массивы имеют по большей части характер плато. Ледниковые формы здесь развиты слабо или вовсе отсутствуют. Эта особенность, а также и геологическое строение отличают область Дибара от Сланцевого Кавказа.

Оси складок по мере движения к востоку быстро поникаются, вследствие чего древние породы сменяются более молодыми. Переход от мезозойских пород к третичным выражается в рельфе резким снижением и появлением более мягких форм. Однако, на северном склоне Шахдага сарматские известняки и песчаники залегают на высоте 2560 м. На юге третичные отложения слагают многие возвышенности. Сложному составу пород отвечает и сложная тектоника. Направление складчатости в общем юго-восточное с погружением осей также к юго-востоку. Отмечаются и опрокинутые складки. Орографически преобладают синклинали. Синклинальное строение наблюдается у многих значительных возвышенностей — Дибрар, Клитдаг, Чулгязыдаг, Шахдаг. Это — высокие плато с неровной, слабо изогнутой поверхностью, сложенные стойкими известняками неокома и аштерона, обрывающиеся по краям отвесными стенами. Богданович сравнивает их со скорлупами, наложенными на крутые склоны долин. Таким образом эти синклинальные возвышенностии свидетельствуют об интенсивной денудации, в результате которой получилось обращение рельефа. Наряду со складчатостью значительную роль играют и сбросы, большей частью продольного характера. Выходы горячих сернистых источников, выходы изверженных пород (базальтов и андезитов) в бассейнах Гердыманчая и Вандамчая, сильная сейсмичность окрестностей Шемахи свидетельствуют о наличии здесь сбросовых явлений. Богданович допускает наличие и больших перекрытий в области Дибара, основываясь на фактах выступления утесов неокомских известняков среди отложений верхнего мела, которые не только охватывают их с боков, но и подстилают. Три параллельных уступа Лагичских и Ше-

махинских гор обусловлены, по всей вероятности, также сбросами.

Апшеронский полуостров сохраняет гористый характер только в западной части, но высоты и здесь невелики (Ильхида 327 м, Коун и др.). К востоку местность понижается, превращаясь в слегка всхолмленную низменность. Средняя часть полуострова занята впадиной солончака Беюкшор. На юге в состав области входит часть материка, изобилующая грязевыми вулканами.

Вся местность сложена почти исключительно третичными и четвертичными отложениями. Третичные отложения представлены эоценовыми, олигоценовыми и миоценовыми. Плиоцен представлен чередующимися слоями глин и песков, причем пески и песчаники содержат нефть, а глины отличаются соленостью, вследствие чего с этими отложениями связаны выходы нефти, грязевые вулканы и солончаки. Плиоценовая толща (продуктивная) достигает многих сотен метров мощности и широко распространена по области. Заканчивается плиоцен толщей разнообразных пород акчагыльского и апшеронского ярусов, из которых последний достигает мощности в 453 м и широко распространен, выходя местами на поверхность. Но в большинстве случаев он прикрыт сверху новейшими наносами — лессовидными суглинками, песками и каспийскими отложениями. Эти последние являются отложениями древнекаспийской трансгрессии и сохранились только кое-где в виде террас на высотах до 278 м над уровнем Каспия. Более новые каспийские отложения опoisывают все побережье и приподняты над уровнем моря на 20—30 м.

Третичные отложения западной части собраны в складки с преобладанием ЮВ простирания. В средней части и на юге простирание складок крайне изменчиво. По Абиху, здесь можно различить три направления — юго-восточное, параллельное Главному хребту, юго-западное и западное. Последнее составляет как бы орографическую ось, делящую полуостров на две части, причем в северной части преобладают возвышенности СЗ направления и широкие долины, а в юго-западной части — обширные плато ромбического очертания с приподнятыми окраинами и глубокими обрамляющими долинами (например, Бакинское плато, ограниченное с запада Ясамальской долиной, с севера Беюкшором, с востока Зыхской долиной). Юго-восточное направление определяет ряд возвышенностей и долин. Юго-западное направление определило ряд грязевых сопок и уступы Бакинского плато. Воззрения Абиха в последнее время оспариваются Губкиным и М. Ф. Мирчинком.

Сухой климат и отсутствие растительности благоприятствуют работе ветра. Поэтому эоловые формы рельефа пользуются большим распространением. Антиклинальные вздутия и чередование пород различной стойкости дают направление и площади приложения денудационным процессам. Возникают продолговатые, вытянутые по простиранию пород, замкнутые котловины, приуроченные, главным образом, к крыльям антиклиналей. Таковы впадины Беюкшора, Кобинская, Ясамальская и др. Чисто антиклинальными впадинами, получившимися от разрушения свода, являются Кабириадикская и Бибиэйбатская. Породы, в которых возникают эти полые формы, чаще всего относятся к песчано-глинистым отложениям продуктивной толщи. Дно таких котловин обычно занято солончаком-шором или соленым озером. Там, где ядра антиклиналей сложены стойкими кремнистыми мергелями, образуются плоские увалы (г. Аташка). Известняки апшеронского яруса также создают положительные формы или в виде невысоких, но резко выраженных асимметричных гребней изоклинального типа, или же в виде округлых, круто обрезанных со всех сторон синклинальных плато, как, например, Гёзек,

Кёргез (400 м) и Потамдар (231 м). Это — ровные плато, несколько вдавленные посредине, с повышенными краями, которые обрываются ступенями к долинам. На наклонном плато такого типа расположен и г. Баку.

Согласно исследований М. Ф. Миличинка, северная часть полуострова имеет волнистый характер с мягкими формами, а южная отличается более резким рельефом. Современное формирование рельефа идет под влиянием ветра, инсолиации и резких колебаний температуры. Ветер нагромождает бугристые пески, лёссовые скопления, дюны. Долины, открытые к морю, образовались при участии абразии древнекаспийского моря. Оно же выровняло невысокие плато восточной части, создало террасы.

В западной части и в примыкающих материковых частях характерной чертой рельефа являются грязевые вулканы. Краснов различает среди них два типа: собственно грязевые вулканы и «пильпильярные» кратеры. Первые представляют собою конусы высотою в 4—6 м с попечником основания до 20 м. Пильпильярные вулканы, названные так по имени сопки Пильпилья, представляют грязевые покровы площадью в несколько квадратных километров, с потоками грязи до 2 км длины. По высоте они невелики, но, будучи приурочены к возвышенностям, являются относительно крупными формами. Таковы: Карабаш — 334 м, Боздаг — 243 м, Локбатан — 99 м и др. Продукты извержения состоят из глинистой пористой массы серого цвета с песком и обломками коренных пород. Кроме того, выделяется много газообразных углеводородов, вода с солью и нефть. Выщелоченная старая грязь представляет недурную культурную почву и используется кое-где под пашни. Грязевые вулканы, по исследованиям Зубера, приурочены к сводовым частям разрушенных антиклиналей и располагаются поэтому правильными рядами, вытянутыми в юго-восточном направлении. Эти ряды продолжаются и в море в виде островов и подводных банок, образовавшихся также в результате грязевых извержений.

Область кuest Северного Кавказа. Под этим названием Щукин выделяет обширную полосу северного склона, протянувшуюся более чем на 540 км от долины р. Ила на западе до Терека на востоке. Здесь к северу от Бокового хребта и более или менее параллельно ему проходят три «передовых» хребта. Наиболее высоким является южный, Скалистый хребет, идущий от р. Белой до западных границ Дагестана. Он везде ясно выражен орографически, круто обрывается к югу и полого спускается к северу, принимая местами характер плато. Северные склоны сложены плотными известняками верхней юры (мальм) и неокома. Обрывистая часть южного склона сложена теми же известняками, но нижние части, более пологие, состоят из менее стойких пород средней юры — глинистых сланцев, песчаников и сланцеватых глин. Крутой южный склон имеет уклон в среднем в 10° — 15° (до 30°) и несет ряд узких террас (до десяти) в коренных породах. Северный склон имеет падение в 4° — 5° . На нем намечаются только слабо выраженные ступени, сменяющиеся внизу речными террасами.

Реки, текущие с Главного хребта, разделили Скалистый хребет на ряд отдельных массивов. Южная стена его, прорезанная ущельями рек, образует острые выступы к югу и выемки к северу. Острые выступы обычно являются и наиболее высокими точками гребня. Из вершин отметим: Адайхох — 2648 м, Кционскую цепь с вершинами Кционхох — 3423 м, Волаход — 2937 м, Орсхох — 2927 м, Буравчик 3450 м, Мехтиген — 3034 м, Сухаузкая — 3488 м, Иткаябashi — 3192 м, Бодуло — 3318 м, Бермамыт — 2591 м и др.

К западу от ст. Даховской простирание верхнеюрских известняков делает изгиб к югу, образуя массивы Оштена и Фишта, акуэстовый уступ Скалистого хребта заканчивается.

В верхних частях, расположенных значительно выше лесной границы, Скалистый хребет покрыт горными лугами. Еще выше он переходит в снеговую границу и несет следы былого оледенения в виде каров, морен и т. п. Известняковые выступы его образуют здесь нередко причудливые фигуры выветривания в виде шпилей, башен, развалин и т. п.

Два других хребта известны под названием «Черных гор». Это название, повидимому, вызвано темной окраской этих хребтов, которой они обязаны густой и

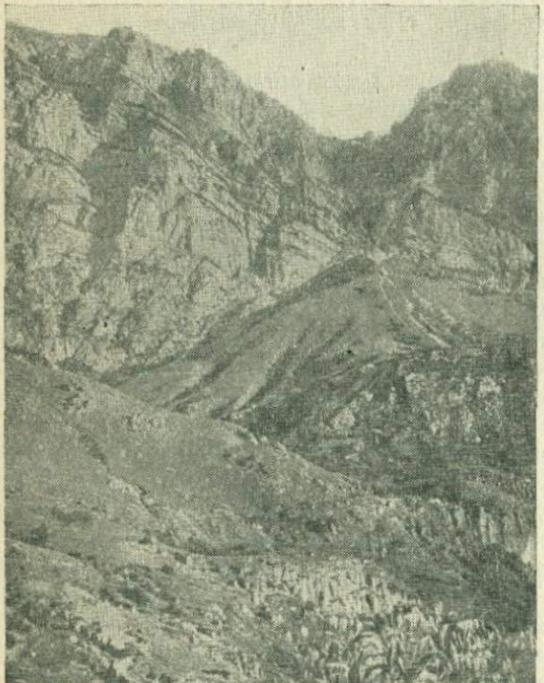


Фото Жильцовой.
Скалистый хребет на Кавказе.

широколиственной растительности буковых и дубовых лесов, покрывающих хребты до самых вершин. Ближайший к Скалистому хребту Пастбищный хребет начинается на востоке рядом отдельных вершин, а затем продолжается в виде гряд и хребтов. К нему принадлежит, например, грязь по левому берегу р. Баксана и его притока Гунделена, хребты Джинал и Боргустан в районе Пятигорья, вершина Гусчаджи 1536 м, высоты по левому берегу р. Зеленчука и др. Большая часть этого хребта сложена известняками и плотными мергелями верхнего мела. Как и у Скалистого хребта, северный склон здесь пологий, а южный крутой, но эта крутизна сказывается гораздо мягче.

Второй к северу хребет называется иногда Лесистым. Он сильно расчленен долинами и изрезан балками, так что местами выражен неясно. Отдельные его звенья: Сычевые горы, высоты правого берега Кубани, высоты Тархан-Стачак и Джелтмесские, г. Каладж, Кунактау, высоты к востоку от ст. Абадзехской, г. Оташип к югу от Майкопа. Сложен он третичными пластами — песчаники, известняки и конгломераты чокрака.

Три уступа хорошо развиты только в пространстве между Б. Лабою и Кубанью. Они обнаруживают моноклинальное строение с постепенным возрастанием угла падения от 3° — 5° до 15° — 20° по направлению к югу. В северо-западной части области куэсты нередко имеют простирание, перпендикулярное к кавказскому направлению, т. е. с ЮЗ на СВ. По описанию С. А. Яковлева, здесь переход от предгорий к горам совершается очень незаметно и только разница в простирации позволяет установить границу. Ширина куэстовой полосы на меридиане Краснодара около 12 км, в бассейне р. Курджипса — 45 км, в бассейне Урупа — 64 км, в бассейне Черека — 37 км, в бассейне Ардона — 20 км. В западной части имеется только два уступа, из которых южный представлен хребтами Нистуко, Пшаф и Кохт, сложенными из мягких песчаников эоценовой и фораминиферовых глин, придающих хребтам мягкие округленные контуры. Наиболее возвышенные пункты (г. Лабина, Острая Могила) в хребте Нистуко образованы остатками покровного чокракского известняка. Вторая куэста лежит в 3—5 км к северу и является рядом невысоких платообразных возвышенностей, вытянутых с ЮЗ на СВ. Кое-где наблюдаются еще и второстепенные куэсты, образовавшиеся вследствие какой-нибудь петрографической особенности в серии осадочных пород.

Н. Н. Соколов полагает, что северный склон Кавказа представляет собою предгорную лестницу. Он отмечает наличие следующих террасовых поверхностей: 1600, 1300 (1200), 850, 750 м. К этим ступеням он относит не только междуречья северной пониженной части, где они представлены четвертичными террасами, но и более древние и высокие междуречья южной части, где террасовые поверхности, иногда расположенные далеко от современных долин, относятся, повидимому, уже к третичному периоду. Ступени предгорной лестницы прерываются пониженными широтными участками — депрессиями, ограниченными с севера крутыми склонами моноклинальных гребней. Эти крутые уступы соответствуют стыку твердых и малоразмываемых известняков с более податливыми песчаниками, глинистыми сланцами и мергелями. Депрессии между гребнями имеют неровную поверхность, распадаясь на ряд котловин глубиною до 300 м, размытых субсеквентными реками. Долины рек, прорезывающих куэсты, имеют четковидное строение. В суженных участках они принимают вид теснин, а в промежутках между куэстами являются широкими, с пологими мягкими склонами и с широким дном, по которому течет раздробившаяся на рукава река, омывая отмели и острова. Так как реки текут не точно вкrest простирания, то четковидное строение долин, по Н. Н. Соколову, не вполне ясно выражается. Смена пород сказывается сначала на форме одного склона; когда те же породы появляются на другом склоне, то на первом их уже нет. Поэтому расширение долин происходит односторонне.

В этих же промежуточных пространствах возникают субсеквентные притоки, разрабатывающие продольные долины моноклинального типа. Нередко в этих долинах наблюдается образование озер и заболачивание, вызываемое наличием водонепроницаемой глинистой почвы. В бассейне р. Белой и левых ее притоков Б. и М. Руфабго, в бассейне Черека Балкарского и Черека Хуламского, на

северном склоне Скалистого хребта развиты карстовые явления на известняках и гипсах в виде воронок, исчезающих рек, пещер, провальных озер, воклюз.

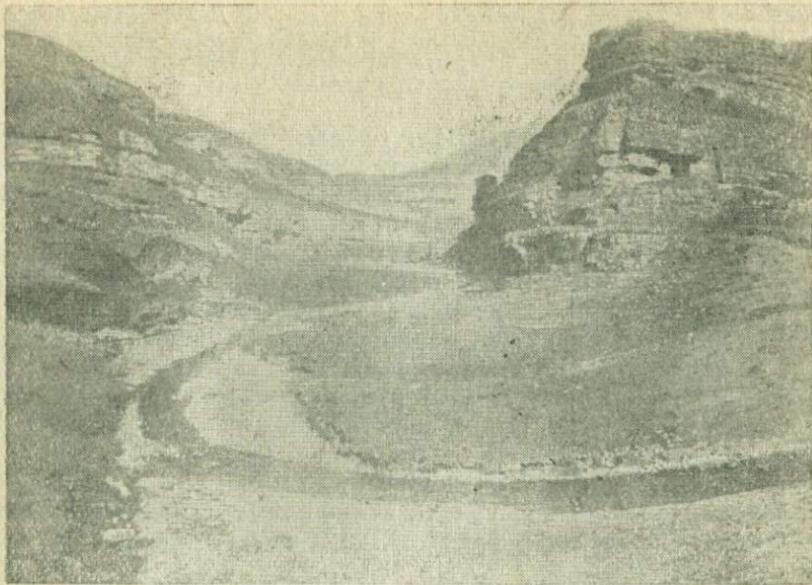
В центральной части кустовой полосы, на северной ее стороне, наблюдаются формы, свойственные пустынным областям: котлы и ниши выдувания, каменные столбы, грибообразные скалы, сотовое выветривание, горы-свидетели, продутые скалы и т. п. Появление этих форм, находящихся в стадии угасания, Щукин объясняет действием сухих фенов, дувших с Главного хребта в эпоху древнего оледенения и вызывавших пустынный режим в этой области.

Между Скалистым хребтом и гранитными цепями Коштантая и Суганской тянется ряд котловин, образовавшихся в легко разрушающихся глинистых сланцах и песчаниках средней и нижней юры. Таковы: Осетинская котловина по Ардону, Дигорская по Уруху, Балкарская по Череку Балкарскому, Хуламо-Безингийская по Чечеку Хуламскому и Чегемская по Чегему. Эти котловины имеют значительную ширину и относительно пологие склоны. Вдоль рек здесь развиты флювиогляциальные террасы. Одна от другой котловины отделяются высокими хребтами, поднимающимися выше снеговой линии. Наиболее изученная Балкарская котловина вытянута на 13 км вдоль по реке и имеет овальную форму, начинаясь гранитным ущельем, имеющим форму трога, и оканчиваясь известняковым ущельем, узким и глубоким. Гора Сухаузкая, возвышающаяся над котловиной с северо-запада, почти касается снеговой границы и несет следы былого оледенения в виде каров, цирков и моренных нагромождений.

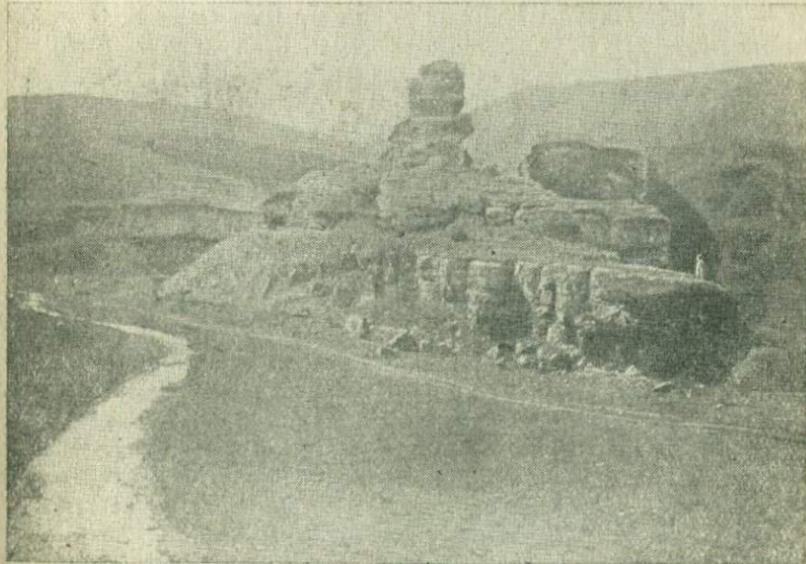
В долинах многих рек замечаются поперечные гребни, в которых вода прорезала теснины. Перед такими гребнями располагается довольно широкая площадка, покрытая террасированными речными (и флювиогляциальными) отложениями. Теснина имеет в ширину несколько метров при глубине в несколько десятков метров. Ниже теснины опять имеется расширение долины.

Варданянц объясняет эти особенности тектоническими поднятиями отдельных глыб, так как речные ступени не связаны здесь ни с конечными моренами, ни с обвалами, ни с литологическими особенностями. Тектонические поднятия связаны с поднятием Скалистого и Бокового хребтов. В горной Осетии поднятие происходит и в настоящее время, вызывая землетрясения, горные обвалы ледников. Эти явления вызывают также смещения террас. Так, в долине Ардона Варданянц указывает террасу на высоте 300—400 м, которая в Кассарском ущелье исчезает и сменяется террасой на высоте 800—1000 м. Далее по долине терраса снова прослеживается на высоте 400 м. Такие же явления наблюдались в долинах р. р. Мамисондон и Фиагдон. Варданянц объясняет это горстовым поднятием отдельных участков долин на высоту 400—500 м в предвюрмское время. Характер древней эрозионной поверхности (рисс-вюрмской) указывает на ее значительную зрелость: большая ширина древних долин, пологие склоны, пологий продольный профиль. Так как хребет (Казбекский-Диабазовый) в настоящее время делит эту древнюю поверхность на две разобщенные части Кассарским ущельем, то, следовательно, он поднялся уже после формирования рисс-вюрмской поверхности, т. е. в вюрме. В силу скованного страна испытала общее поднятие в начале вюрма на 400 м и, кроме того, район Кассарского ущелья поднялся почти на столько же. Подобные явления наблюдаются и в других частях Кавказа.

На Кубани Рейнгард отмечает наличие пяти террас: терраса на высоте 24 м соответствует вюрму II, терраса 30 м — вюрму I, терраса 45 м — риссу, терраса 120 м — минделю, терраса 175 м — гюонцу. Н. Н. Соколов отмечает, что представления Рейнгарда схематичны, так как для точной синхронизации у нас мало данных. Кроме того, число террас больше, чем указывает Рейнгард (до десяти).



Каньон р. Ольховки близ Кисловодска.



Скала Пермонтова близ Кисловодска.

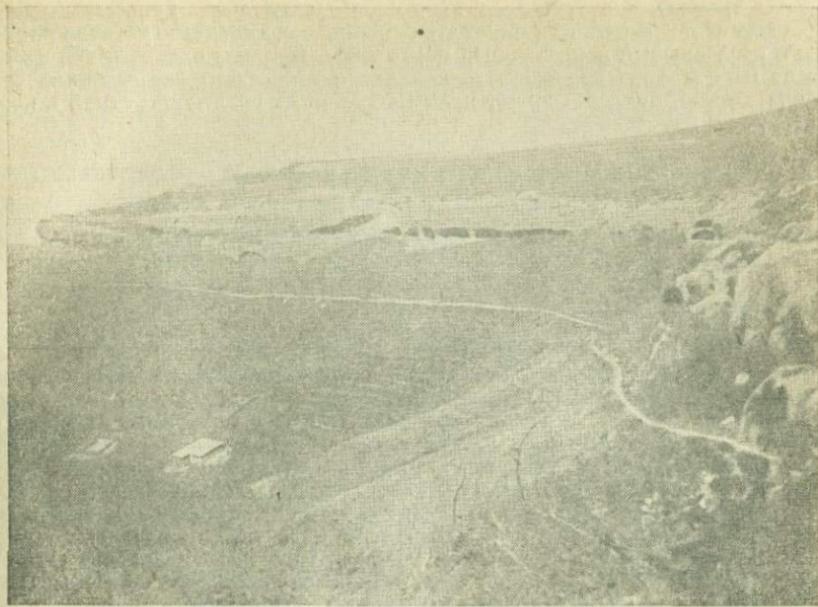
По своему строению южные террасы являются врезанными, а северные — смешанными; напосы здесь доходят до 15 м по мощности. Террасы северной части обладают значительной шириной (до 3 км на Кубани и по Зеленчукам), особенно в пределах майкопской толщи. Так как они развиты, главным образом, по левому берегу, то междууречья обладают асимметричным строением, имея общее падение с запада на восток.

Балки, встречающиеся здесь, сходны по форме с долинами. Глубина их доходит до 300 м, ширина до 5 км. Среди них встречаются как консеквентные, так и субсеквентные, причем последние лучше развиты. Эти последние встречаются, главным образом, в депрессиях и имеют асимметричный характер с крутым северным склоном. Форма балок зависит от пород: в фораминиферовых мергелях — корытообразные, в песчаниках — ящериообразные или каньонообразные, в известняках — V-образные. Верховья их в третичных отложениях имеют вид значительных впадин, напоминающих цирки.

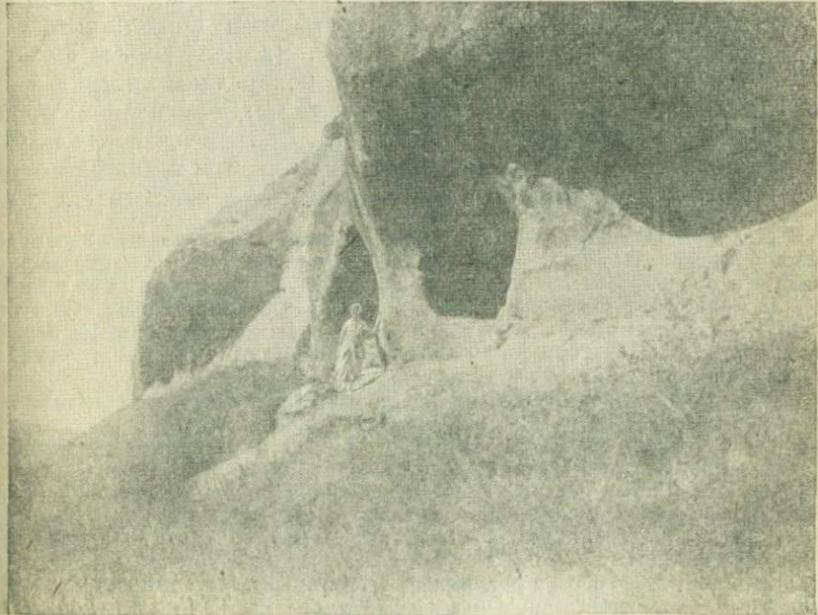
Вулканическая область Пятигорья. Большая часть этой области, находящаяся к югу от р. Кумы, носит название Кисловодского плато и расположена на северном склоне второй куэсты. Меньшая часть расположена по левому берегу Кумы, на южном крыле предкавказской антиклинали. Местность постепенно повышается к югу. Вблизи Кумы она имеет характер равнины, но к югу становится все более волнистой. Долины к югу становятся глубже, а ближе к Джинальскому и Боргустанскому хребтам превращаются в узкие каньоны.

Среди открытой равнинной степи там и сям поднимаются крутые конические возвышенности, то порознь, то группами. Большинство их размещается к северу от Пятигорска, находящегося почти в центре Кисловодского плато. Всех возвышенностей 18: Бештау — 1400 м, Машук — 994 м, Развалка — 925 м, Змиева — 993 м, Верблюд — 886 м, Золотой Курган — 884 м, Джуга — 1200 м, Юпа, или Болван, — 971 м, Железная — 856 м, Шелудивая — 873 м, Островная — 880 м, Кабан, Медовая — 721 м, Бык — 817 м, Кум, или Сюереше, или Кинжал, — 507 м, Лысая — 756 м. Как форма этих возвышенностей, так и их изолированное положение среди равнины, построенной на слабо дислоцированных осадочных породах, указывают на их вулканическое происхождение. Одни из них являются лакколитами в различных стадиях денудации, другие — частями размытой дайки, третьи — куполами излившейся на поверхность трахито-липаритовой магмы (Бештау). К дайкам относятся: Островная, Медовая, Кабан, Кинжал. Обнаженными лакколитами являются Железная, Развалка и Змиева, только у основания периклинально прикрытые осадочными пластами. Отчасти денудированы Джуга и Золотой Курган. Совсем не обнаруживают интрузивного ядра Лысая и холмы Кукуртлю близ г. Кинжал (криптолакколиты).

Большинство возвышеностей вытянуто с ЮЗ на СВ. В этом же направлении пересечены трещинами сенонские известняки и олигоценовые мергели. По этим трещинам поднимаются подземные воды, дающие начало многочисленным минеральным источникам. Некоторые из источников отлагают значительные массы известкового туфа (травертина). Так, отложения туфа окружают подножие Машука и образуют кое-где невысокие горки.



Пещерный горизонт близ Кисловодска.



Пещеры близ Кисловодска.

На северном склоне г. Развалки на глубине от 1 до 4—5 м в пустотах между глыбами трахита и в трещинах идет образование льда. Головина-Ковалева, изучавшая этот процесс, объясняет его накоплением холодного воздуха в течение зимы и последующей конденсацией паров воды. Наличие охлажденной плоскости создает на Развалке возможность появления представителей северной флоры (рябина, береза, можжевельник), объясняет наличие холодных воздушных струй и низкую температуру источников.

В окрестностях Кисловодска можно наблюдать реликтовые формы пустынного типа (Синие Камни, Кольцо-гора и др.).

Возникновение этих форм Щукин объясняет иссушающим действием фенов, дувших с центральной части северного склона Главного хребта в ледниковую эпоху. Подобные воздушные течения наблюдаются и в настоящее время, но только в слабой степени. В ледниковое время они создавали сухой климат, свидетелями которого являются «котлы» на южном склоне Бештау в трахитовых скалах на высоте 1000 м, каменные столбы и грибы, ниши, пещеры у Кисловодска, долины и балки Кисловодского плато, пещеры и ниши выдувания на скалах мелового песчаника по южному склону Джинала и Боргустана, такие же явления на левом берегу Кубани близ устья балки Каракента. Объяснение Щукина не может считаться общепринятым. Н. Н. Соколов считает, что формы подобного рода можно объяснить эрозионной работой. С. Г. Григорьев, изучавший эти явления в окрестностях Кисловодска и на Бештау, объясняет их различно. Кисловодские формы он считает реликтами прежнего пустынного режима, т. е. согласен в этом отношении со Щукиным. Формы же на Бештау он объясняет современным выветриванием. Наблюдения Гладцина в окрестностях Кисловодска привели его к убеждению, что все эти формы могут быть объяснены процессами современного выветривания. О том же писал еще раньше А. П. Герасимов.

Переходная (куэстово-складчатая) область Северного Кавказа. Эта область, по Щукину, является продолжением к востоку области куэст с неопределенными границами на западе и на востоке. От области куэст она отличается наличием складчатости и дизъюнктивных дислокаций. Ренгартен установил громадный продольный сброс в долине р. Ассы с амплитудой в 1280 м. Наличие сброса вызывает повторение серии молодых отложений в поперечном профиле северного склона, а в связи с этим и повторение морфологических особенностей, связанных с этими отложениями. Вследствие более крутого падения пластов (40° , 70°) моноклинальные хребты теряют типичную куэстовую форму и приобретают симметричное строение.

В северной части области, по Михайловскому, гипсометрическая поверхность вполне совпадает с тектонической: вторая с севера антиклиналь, например, является в виде хребта (Перевальная гора 1195 м, Ердыкорт 1320 м, хребет Мардлам — 2415 м). Северная часть в целом представляет холмистую страну, постепенно повышающуюся к югу и прорезанную многочисленными балками. Колмы имеют мягкие, округлые очертания типичных средневысотных гор. Породы (третичные) принадлежат к легко размываемым.

В южной части области, сложенной меловыми и верхнеюрскими отложениями, формы рельефа более резки. Известняковые хребты имеют острые зубчатые гребни. Поперечные долины слагаются из узких ущелий и расширенных котловин.

Так, в долине Ассы имеем, считая с севера: Цорхское ущелье (1 км длины) в плотных известняках и мергелях верхнего мела, Цорхскую котловину (2,7 км) в рыхлых песчаниках и глинах нижнего мела, Цорх-Ершинское ущелье (3,2 км) в плотных доломитизированных известняках нижнего мела и верхней юры, Ершинскую котловину (4,2 км) в нижних меловых песчаниках и глинах, повторяющихся вследствие сброса (см. выше), Ершитарчимское ущелье (7,5 км) в доломитизированных известняках нижнего мела и верхней юры. В долине той же реки Ренгартен обнаружил четыре террасы, о которых уже говорилось выше.

По Христиановичу, Кавказ в этой области представлен пятью хребтами: Главным, Передовым, Скалистым и двумя Черными (Лесистыми). В районе г. Орджоникидзе один из Лесистых хребтов исчезает, и поэтому здесь имеются только четыре параллельных хребта. Главный хребет здесь ниже Передового, но тем не менее он является водоразделом. Поэтому все остальные хребты имеют прорывы. Наиболее высокие вершины Передового хребта превышают 5000 м, тогда как вершины Главного хребта не превосходят 3800 м. Передовой хребет у ингушей называется Эрджилам (Черные горы). Другое название — Пастбищный. Скалистый хребет у ингушей называется Цейлам (Красные горы). Другое название — Пестрые горы. Высота Черных гор не превышает 1400 м. Высота Скалистого хребта достигает 3000 м. Параллельные хребты связаны между собою поперечными кряжами. Образующиеся при этом котловины называются у ингушей «чоч». Поперечные гряды покрыты лугами и имеют мягкие очертания.

Дагестан. Горная система Большого Кавказа на востоке расширяется вследствие того, что от Главного хребта отходят на СВ длинные сланцевые отроги. Смена сланцев известковыми породами и сложная тектоника вызывают крайнее разнообразие рельефа.

Наиболее возвышенную часть области можно назвать Внутренним Дагестаном. Он представляет собою треугольное пространство, замкнутое со всех сторон высокими горными хребтами. Юго-западную сторону треугольника образует Главный хребет от г. Б. Барболово до г. Базардюзи. Северо-западная сторона составляется водоразделом рек Терека и Андийского Койсу, идущим от Б. Барболово через массив Тебулосмта и Перикительскую цепь на восток до г. Диклос, затем на СВ по хребтам Хиндойлам, Цобемеер и Салатау до ущелья р. Сулака. Северо-восточная сторона треугольника образована Гимринским хребтом, частями хребтов Кизильяр, Иркар, Кулимеер, хребтами Солухдаг, Шунудаг, Сорфутъял. Это замкнутое пространство сообщается с внешним миром двумя прорывами — Сулакским, совершенно недоступным каньоном и Самурским ущельем, более широким и доступным. За исключением юго-восточного угла, весь внутренний Дагестан принадлежит к системе р. Сулака, который сливается из четырех Койсу — Андийского, Аварского, Казикумухского и Кара-Койсу. Юго-восточный угол принадлежит бассейну Самура.

В сложении Внутреннего Дагестана принимают участие меловые, юрские и палеозойские отложения. С севера и востока он окаймляется более низкой горной полосой (от 200 до 1200 м), сложенной третичными отложениями и отчасти верхнемеловыми. Она составляет Внешний или Предгорный Дагестан. Внутренний Дагестан в свою очередь удобно разделить на две части: меньшую, северо-восточную, известняковую, которую можно назвать Нижним Дагестаном, и большую, юго-западную, сланцевую, которую можно назвать Верхним Дагестаном. Вдоль пограничной линии, разделяющей обе части, известняки образуют крутой обрыв, к югу от которого они встречаются только изолированными островами на вершинах некоторых

столовых гор (Гунибское плато, г. Тлилимеер и др.). Эти три района отличаются не только составом пород и тектоникой, но и морфологически. Сланцевый Верхний Дагестан сходен во всех отношениях с высокогорной сланцевой областью восточного Кавказа, уже описанной выше.

Известняковый Нижний Дагестан так сильно расчленен эрозией, что с первого взгляда представляется необычайно запутанным по рельефу. Длинные, узкие, островерхие хребты чередуются с широкими плосковерхими, ущелья сменяются котловинами, кое-где возвышаются столовые горы и небольшие круто обрезанные плато. Сухой климат, преобладающая роль механического выветривания, скучный растительный и почвенный покров, слабое развитие наносов способствуют сохранению резких форм рельефа.

Породы, слагающие страну, могут быть сгруппированы, по Добрынину, в четыре свиты:

1. Верхнемеловая, преимущественно известняковая свита, белого или розоватого цвета, 900—1000 м мощностью.
2. Свита рыхлых пород (песчаников и мергелей) среднего мела, серой и желтовато-серой окраски, 380 м мощностью.
3. Толща плотных известняков, доломитов и песчаников нижнего мела и верхней юры, бурого или желтовато-коричневого цвета с прослойками алевростра, до 900 м мощностью.
4. Рыхлая свита мергелей, песчаников и глинистых сланцев средней и нижней юры, темносерого цвета.

Свиты 1 и 3 обычно образуют положительные формы, слагают вертикальные обрывы, придавая им причудливый вид. Свиты 2 и 4 выступают в полых формах, образуют пологие участки склонов, которые, чередуясь с крутыми уступами пластов 1 и 3, принимают вид денудационных террас.

Тектонически Нижний Дагестан представляет ряд параллельных складок кавказского простирания. Складки отличаются антиклинальным сводом, который имеет плоскую или даже прогнутую по оси форму, и крутыми, даже вертикальными крыльями, нередко с вторичной мелкой складчатостью. При такой форме складок разрушение происходит особенно интенсивно в местах перегиба пластов, где и образуются изоклинальные продольные долины после смыва пластов первой свиты. Эта свита имела возможность сохраниться только в синклиналях и в крыльях антиклиналей, образуя моноклинальные, островерхие хребты, между которыми находится плосковерхий хребет — остаток средней части антиклинали. Островерхие хребты обращены к синклинальному хребту своими крутыми склонами. Пологие склоны их нередко сходятся с пологими же склонами соседних островерхих хребтов, образуя продольную синклинальную долину, широкую и симметричную. Сближаясь к концам синклинальной складки, два таких хребта могут слиться в один хребет, синклинальный, реже встречающийся.

Примерами моноклинальных хребтов могут служить хребты Салатау и Гимринский, образующие северную окраину Внутреннего Дагестана, хребет Иркар, хребет Тарадамеер, хребет Каишта-Балата, хребет Могохский, хребет Иргёх, или Чалдинский, хребет Даада. К типу плосковерхих хребтов относятся Кизильяр, Аракмеер, Кулимеер, Талокоро, Инчаро. К типу синклинальных хребтов относятся Ходжалмахинский и Герабский.

Кроме хребтов, встречаются изолированные известняковые плато, приподнятые на высоту до 2400 м. Они имеют синклинальное строение и обрываются во все стороны отвесными стенами, от подножия которых идут более пологие склоны из сланцев. Эти плато образованы выгнутыми сводами больших антиклиналей. Примерами могут служить Гунибское плато — 2364 м, Кечерское и Тлилимеер (Чемодангора) — 2455 м.

Речные долины часто имеют сложный характер, состоя из поперечных и продольных участков. Поперечные долины в известняках имеют характер каньонов.

Река, текущая в таком каньоне, обычно занимает дно его во всю ширину, не оставляя места для дороги. Поэтому долины здесь только затрудняют сообщение между отдельными частями страны. Наиболее крупными каньонами являются: 1) Сулакский, прорывающий Салатау-Гимринский хребет и имеющий 53 км в длину и 1920 м наибольшей глубины; 2) Салтинское ущелье в долине Кара-Койсу; 3) каньон р. Табота, пересекающий Хунзахское плато, глубиною до 425 м; 4) «Сланцевое» ущелье, промытое правым притоком Аварского Койсу, к югу от Карадаха, в известняках, длиною около 0,5 км, с вертикальными стенами, отстоящими одна от другой только на 1—2 м.

Если поперечная река пересекает широкий антиклинальный хребет, то, размыв известняки, она врезается в рыхлые породы средней юры и образует здесь глубокие и широкие котловины овальной или округлой формы. В начальной стадии развития котловины вытянуты вдоль течения реки, но при дальнейшем развитии расширяются вдоль оси антиклинали и образуют продольные антиклинальные долины. Плодородная мергелистая почва, мягкий рельеф, обилие ровных пространств и жаркий климат таких котловин делают их удобными для фруктового садоводства. Продольные участки долин больших рек относятся к синклинальным долинам. Такие долины широки, с пологими склонами и нередко имеют террасы значительной высоты (до 120 м). Долины второго порядка обычно сухие, вода бежит в них только после сильных дождей бурным потоком, вынося огромные количества обломочного материала. Продукты выветривания благодаря сухому климату образуются в большом количестве, но недерживаются на крутых склонах, а скатываются вниз, создавая громадные щебневые осьмы у подножия склонов. Только на плоских вершинах антиклинальных хребтов и синклинальных плато происходит накопление глинистого элювия и образуется почвенный и растительный покров.

В расширенных частях долин террасы хорошо выражены. Нижнюю серию террас (на высоте 1—1,5 м, 3—5 м, 18—25 м, 40—50 м) Дробышев относит к вюрмскому времени. Террасу с отметкой 65—75 м он считает рисской. Кроме того, наблюдаются клочки террасы на высоте 100—175 м (прерисская). Самая верхняя, миндельская терраса, имеет высоту 200—300 м.

Внешний, или Предгорный Дагестан, окаймляет Внутренний Дагестан на севере и востоке. В тектоническом отношении эта область является складчатой, но складчатость выразилась здесь значительно слабее. Все складки имеют ЮВ простирание; промежутки, разделяющие их, более широки, чем сами складки. Характер складок разнообразный, но преобладают простые. Дизъюнктивные дислокации не играют большой роли. Водораздельные хребты ближе к Внутреннему Дагестану сложены известняками и мергелями меловой системы. В остальной части области эти породы встречаются только в размытых ядрах антиклиналей, все же характерные формы сложены третичными отложениями.

Рельеф Предгорного Дагестана формировался в зависимости от тектоники и геологического строения. Поэтому мы встречаем здесь следующие крупные формы:

1. Настоящие горные хребты с острым гребнем, образовавшиеся из уцелевших крыльев антиклиналей и ограничивающие продольные антиклинальные долины. Строение хребтов асимметрично, их пологий склон и гребень сложены чаще всего сарматскими известняками и песчаниками, крутые склоны, обращенные к долинам, образованы сланцевыми глинами нижнего сармата и средиземноморского яруса. Чередование пород различной стойкости вызывает иногда образование двух или трех гребней, способствует энергичному разрушению путем оползней и обвалов. Пологие склоны изрезаны балками, которые выделяются на них вторичные поперечные гребни. Примерами таких хребтов могут служить Чир-юртовские горы, хребет Алмало, Нарат-тюбе, хребты Кемахский, Сабнова-Джалганский и др.
2. Куполовидные или сводовые возвышенности антиклинального строения, сложенные меловыми известняками, которые обнажились в размытых ядрах антиклиналей. Эти возвышенности имеют продолговато-ovalную форму и радиальное расчленение. Они окаймляются моноклинальными гребнями предыдущего типа. Сюда относятся: Кукурттау — 906 м, Хадымбаш с вершиной Надырбек — 1000 м., Эльдама.
3. Столовые горы, сложенные стойкими породами синклинального залегания, с крутыми краевыми обрывами. Таковы: Таркуттау, Тепселитау, Бельгитюбе — 593 м, Элли-арка — 416 м, Кессектюбе — 363 м и др.
4. Наклонные столовые возвышенности, полого спускающиеся к СВ и выдающиеся крутыми мысами на ЮЗ. Они образуют цепь высот, ближайшую к Гимринскому хребту, представляя собою куэстовый уступ, получившийся из пологого северного крыла косой Салатау-Гимринской антиклинали и расчлененный эрозией на ряд отдельных массивов. Возвышенности такого типа будут: Джанге-ретепе — 1429 м, Яс-агач — 1265 м, Ах-яр — 1139 м, Термелик — 1252 м и др.
5. Продольные антиклинальные долины и котловины размыва, развитые в южной части области. Например, между Кемахским хребтом и Сабнова-Джалганским.
6. Моноклинальные долины размыва, расположенные между хребтами первого типа и возвышенностями второго типа. Они обычно являются парными и у окончания складки сливаются вместе. Сюда относятся: мульда Ах-гель, расположенная под ковой между хребтами Нараттюбе, Кяфир-кумык и Кукурттау, долина Тешекли (Сары-камыш) к югу от Тепселитау, Гумалинская котловина, долина Параула. В долинах этого рода развиты солончаки, соленые болота и озера, образующиеся за счет выветривания соленосных пород нижнего сармата и средиземноморского яруса. Продольные долины север-

ной части относятся к долинам второго порядка, так как главные речные долины обычно поперечные.

7. Поперечные долины, преобладающие в северной части Предгорного Дагестана. Они направлены на СВ, узки, с крутыми и высокими склонами, принимают часто вид ущелий. Широкое развитие имеют аллювиальные отложения.

Карстово-известняковая область западного Закавказья идет вдоль южного склона Кавказа, к западу от Сурамского хребта. Сложена эта область, главным образом, меловыми породами. Эти стойкие породы (известняки) образуют наиболее повышенные части рельефа там, где они выходят на поверхность. В восточной части выступают породы и иного возраста. Так, от среднего течения р. Цхенис-Цхали и далее на восток по течению Риони протягивается широкая полоса третичных отложений, заполняющих мульду в меловых известняках. В ядре громадной окрибской антиклинали выступают юрские породы, слагающие дно Тквибульской котловины, известной своими угольными залежами. К востоку от нее находятся Мухурская и Хреитская котловины подобного же строения.

Вся известняковая зона расчленена на ряд хребтов, массивов, плато и отдельных вершин, представляя значительные трудности для передвижения. Реки, вызывающие расчленение, берут начало либо на Главном хребте, либо на параллельных ему цепях и протекают в глубоких узких ущельях, образуя пороги и водопады.

В число хребтов этой области входят, начиная с востока: часть Рачинского хребта с его разветвлениями — Сацалико, Накеральский, Дедобери или Лагори, окаймляющие Тквибульскую котловину, массив Хвамли 1996 м между Риони и Цхенис-Цхали, обширное и высокое плато Асхи (горы Лехи) до 2450 м высотою, лежащее между Цхенис-Цхали и Техуром, хребет Мигария-Джвари 2130 м, Квира-Охачуа 2155 м, Ойсер, окаймляющие с северо-востока Мингрелию, хребты Речи, Лашендер, Айс, западная часть Панавского (или Кодорского) хребта, Чедымо-Чепширский (или Бзыбский) хребет 2590 м, Арабика-Ахаген 2660 м, Кацырха, Ахну, Алек.

Известняки, слагающие все эти горные хребты и группы, захвачены карстовым процессом. Поверхность склонов покрыта многочисленными воронками и провальными ямами, речная сеть развита слабо, имеющиеся реки часто исчезают под землей, формы рельефа грубые и незаконченные, во многих местах встречаются пещеры значительной величины. Обрывистые склоны речных долин, узкие непроходимые теснины, необычайно богатая растительность делают некоторые районы здесь совершенно недоступными. Тем более, что, благодаря особенностям карстового рельефа, здесь приходится брать с собою воду во время путешествия. По мнению Панютина, в Гагринском районе и в настоящее время идет еще образование новых форм от совместного действия эрозии и тектоники. В результате водная система района исчезает с поверхности земли и уходит в недра. И это происходит при наличии громадного количества осадков — более 2000 мм в год.

На побережье Черного моря местами наблюдаются террасы. Так, в районе Сухуми Прендель указывает на четыре террасы общей высотой до 100 м, сложенные слабо сцепментированными конгломера-

тами, песками и глинами, наклоненные под углом в 10° — 30° . Кроме террас, у Сухуми имеются ясные следы недавних опусканий дна в виде затопленных древних строений. В Гаграх Михайловский указывает морские террасовые пески с прослойками гальки на высоте 4,5 м. Следы опусканий найдены Михайловским между Батуми и устьем Риони, у устий Супсы и Сефы.

Водораздел последних двух рек, сложенный миоценовыми породами, покрыт сверху чаудинскими слоями, образуя таким образом Чаудинскую террасу, приподнятую на 160 м (см. главу о Крыме), и совпадая по высоте с террасой при Туапсе. Террасу на высоте 50 м, встречающуюся в некоторых пунктах, Архангельский считает древнеэвксинской, а террасу на высоте 15—20 м — нижней Карапытской. Ивченко и Михайловский отмечают еще террасы на уровнях 4,5 и 9 м, но палеонтологически эти террасы еще не охарактеризованы. В отличие от крымских террас древнеэвксинские отложения здесь не покрываются карапытскими, а образуют особую террасу. Карапытскую террасу Архангельского Андрусов считал Тирренской, а Личков считает Монастырской. По мнению Личкова, высоты террас хорошо совпадают с высотами средиземноморских террас (см. об этом также на стр. 285).

Холмистые предгорья западного Закавказья расположены между предыдущей областью и Колхидской низменностью. Эти предгорья сложены дислоцированными осадочными породами третичного возраста, прикрытыми послетретичными отложениями песчано-глинистого состава. Преобладание глинистых пород обуславливает сильное расчленение этой области, резко бросающееся в глаза при сравнении с прилегающей областью известняков. Множество мелких рек берет начало у подножья последних, питаясь карстовой водой. Водораздельные пространства являются продолговатыми холмами и грядами, вытянутыми на ЮЗ соответственно общему уклону местности, с ровными, но узкими вершинами, асимметричными в поперечном разрезе (южные склоны круче).

В пределах между Кодором и Ингуром Михайловская выделяет шесть четвертичных террас, но указывает, что общее число их больше шести. Все они выработаны в третичных породах. Наиболее резко выделяется уступ между пятой и шестой террасами. Все террасы, за исключением некоторых участков самой древней из них, были покрыты флювиогляциальными и древнеаллювиальными наносами. Они имеют наклон к морю и, повидимому, выведены из своего первоначального положения. Наклон этот особенно резко заметен у древних террас, так что разница высотных отметок доходит до 150 м. Четвертая терраса у Кодора обрывается к морю 17-метровым уступом, а более молодые террасы, очевидно, погрузились в море. Родионов считает, что число террас у Михайловской преувеличено. Кроме того, смещение террас, по его мнению, кажущееся, вызвано оползнями.

Область третичных гряд и степных плато восточного Закавказья отделяется от Главного хребта обширными флювиогляциальными и аллювиальными равнинами — Горийской, Мухрано-Сагурамской и Кахетинской, связываясь с ним посредством Кахетинского и Карталинского хребтов. Первые две равнинны являются широкими синклинальными мульдами, тогда как Кахетинская равнина или долина р. Алагани образовалась на месте опустившейся части Б. Кавказа.

Область представляет полосу, вытянутую и наклоненную на ЮВ. В этом направлении протекают и две главных реки области — Кура и Иори.

Невысокие (700—750 м) хребты, вытянутые на ЮВ параллельно Главному хребту, являются наиболее выдающимися чертами рельефа. Из них только Кахетинский хребет поднимается на севере до значительной высоты (г. Цива — 1985 м, г. Саимтерио — 1842 м), отличаясь в то же время резкими формами. Северная часть хребта имеет направление, перпендикулярное к оси Б. Кавказа. Это объясняется тем, что хребет в этой части имеет эрозионное происхождение. По описанию Рябинина, он здесь имеет резкий рельеф, в зависимости от слагающих его твердых эоценовых песчаников, поставленных на голову или перебитых многократными мелкими складками. На вершинах он покрыт буковым лесом, среди которого во множестве встречаются дикие фруктовые деревья. От поворота р. Иори у с. Ко-чебани хребет сильно расширяется и носит здесь название Гомборис-Цива-мта (холодные Гомборские горы). Это название он получил потому, что плоские вершины его здесь голы, покрыты туманами и облаками и имеют более прохладный климат.

К югу от южной оконечности Кахетинского хребта имеется ряд антиклинальных возвышенностей, вытянутых с ЗСЗ на ВЮВ, составляющих Гаре-Кахетское плоскогорье, отдельные части которого называются Шираки, Элдар, Гареджа, Самгори и т. д. Эти возвышенности представляют холмистые безлесные гряды или увалы, иногда скалистые и резкие по формам вследствие сухого климата. Имея нередко асимметричное строение, они принимают вид уступов, которыми возвышенности поникаются к разделяющим их котловинам или долинам. Котловины часто не имеют стока и содержат тогда горько-соленые озера или солончаки. Вообще же это — степные или полупустынные пространства. Степные равнины часто располагаются на различных уровнях, террасами поднимаясь одна над другой.

Так, над степью Элдар к северу лежат степи Малые Шираки и Джейран-Чоли, находящиеся на более высоком уровне, над ними к северу же лежит степь Большие Шираки, обрывающаяся к Алазани крутым нависшим уступом Каши. К востоку от прорыва Алазани имеются еще три степи: Ягзы, Сарыджа и Аджи-наур, разделенные двумя хребтами — Боздагом (500 м) и Якублинским (Дашюз 750 м).

Слоны хребтов и уступы террас изрезаны балками и ущельями, по которым после дождей текут силевые потоки, выносящие на равнину массу обломочного материала и нагромождающие громадные конусы выноса. В восточной части имеются поперечные долины прорыва с постоянными реками, стекающими с Главного хребта. Таковы долины нижней Алазани, Аджиганчая, Турианчая, Геокчая, Гердыманчая и др., прорезывающих хребты Боздаг и Дашюз.

Породы, слагающие область, относятся, главным образом, к осадочной свите третичной и четвертичной систем. Четвертичные отложения покрывают пониженные части области и склоны возвышенностей, сложенных третичными породами. Плато Тукурмыши

(Царские колодцы) сложено плотными кристаллическими известняками мелового возраста. Эти известняки, встречающиеся и в других местах, лежат изолированно среди более молодых пород и дают основание видеть в них остатки размытого надвига.

Тектонически область степных плоскогорий является областью складок, которые образовались сравнительно недавно (плиоцен и даже позже). Складки встречаются различных форм — очень пологие, диапировые, опрокинутые. Сбросы, как продольные, так и поперечные, играют видную роль в созидании рельефа. На современном рельефе тектоника, однако, не отражается, так как долины по большей части принадлежат к антиклинальным, а возвышенности — к синклинальным. Хребты, окаймляющие долины, представляют моноклинальные гребни, образовавшиеся из размытых крыльев складок. Таковы хребты: Чобандаг, Катар, Аладжиги, Квернаки, Цлеви, Цитлоби, Наэмари, Боздаг и др. Слоны хребтов иногда бывают прорезаны продольными долинами изоклинального типа, которые выходят в узкие и короткие поперечные ущелья. Силевые потоки, образующиеся в продольных долинах после дождей, выносятся через поперечные ущелья и получают громадную силу, так как водосборная площадь чрезмерно велика сравнительно с выводным протоком. Кроме указанных моноклинальных гребней, встречаются, хотя и редко, плоско выпуклые возвышенности, образовавшиеся из антиклинальных ядер (например, Яйладжих).

Сухой климат создает местами пустынные формы рельефа в виде грибообразных скал и придает степным плоскогорьям пустынный и унылый вид. Искусственное орошение, применяемое в некоторых местах, превращает сухие степи в плодородные поля.

На северном склоне Кахетинского хребта имеются грязевые сопки (Ахтальские грязи), разбросанные на поверхности грязевого плато. Высота их не превышает четырех метров, извергаемый материал образуется в нефтеносных третичных глинах, подстилающих четвертичные конгломераты.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агалян Г. П. Краткий очерк центральной части Б. Кавказа. ИГК, 1929, № 4.
2. Варданянц Л. А. О древнем оледенении северного склона центрального Кавказа (Горная Осетия). ИГО, 61, в. 1, Л. 1929.
3. Варданянц Л. А. Эпоха оледенений в Горной Осетии. ИГО, 64, в. 6, Л. 1932.
4. Варданянц Л. А. Причины оледенений и опыт генетической синхронизации процессов орогении, оледенения и эрозии. ТАИЧПЕ, 2, Л. 1933.
5. Варданянц Л. А. О синхронизации стадий отступания последнего оледенения центрального Кавказа и вюрма Альпийской области. ТАИЧПЕ, 2, 1923.
6. Варданянц Л. А. Материалы по геоморфологии Б. Кавказа. ИГО, 65, в. 3, Л. 1933.
7. Воронцов-Вельяминов В. Б. Отчет о поездке к верховым Зеленчуков. Земл., 31, в. 2—3. М. 1929.
8. Вялов О. С. Краткий геологический очерк Туапсинского района. Изв. ВГРО, 97, Л. 1931.
9. Гладци и И. Н. К вопросу о пустынном выветривании. Проблемы физической географии, 3. Изд. Ак. Наук СССР. М. 1936.
10. Головина-Ковалева О. Ф. Образование льда на северном склоне г. Развалки. БМОИП, 8, М. 1930.
11. Григорович-Бerezовский Н. А. Материалы по гидрографии восточной части Северного Кавказа, Тр. Сев.-Кавк. Ассоц. Науч.-Иссл. инст., 31. Ростов н/Д. 1928.
12. Григорьев С. Г. Долины окрестностей

Кисловодска. Сборник в честь Д. Н. Анутина, Изд. Н. Общ. Л. Е. А. и Э. М. 1913. 13. Григорьев С. Г. Некоторые наблюдения в Северном Кавказе, Земл., 23, кн. 1—2, М. 1916. 14. Добрыни Б. Ф. Горный Дагестан и элементы его ландшафтов. Земл., 24, кн. 1—2, М. 1917. 15. Добрыни Б. Ф. Ландшафты Дагестана, Земл., 26, кн. 1—2, М. 1924. 16. Добрыни Б. Ф. Ландшафтные (естественные) районы и растительность Дагестана. Мем. Геогр. отд. Общ. любит. естествозн., антроп. и этногр., вып. 1, 1925. 17. Дробышев Д. А. Предварительный отчет о геологических работах 1925—1927 г.г. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта. ИГК, 48, 1929. 18. Дробышев Д. А. Притоки Сулака. ТГГРУ, 77, Л. 1931. 19. Золотницкий Н. С. Датахский разведочный район. Изд. журн. «Азербайдж. Нефт. хоз.», 1930. 20. Калесик С. В. Горные ледниковые районы СССР. Гидрометиздат, Л. 1937. 21. Мирчин М. Ф. Общие замечания по геоморфологии Апшеронского полуострова. Вестн. Моск. горн. акад., 1, № 1, М. 1922. 22. Мирчин М. Ф. Обзор геологического строения Апшеронского полуострова. Тр. Азерб. отд. Закавк. филиала Ак. Наук, 6, Баку 1934. 23. Михайловская О. Н. Четвертичные террасы Абхазии, Труды I Всес. Геогр. съезда, 3, Л. 1934. 24. Москвитин А. И. Террасы р. Белой, ИГО, 65, в. 4, Л. 1933. 25. Панютин П. Известняковый Гагринский район, Земл., 29, в. 1—2, М. 1927. 26. Прасолов Л. И. и Соколов Н. Н. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии, ТСОПС, сер. Закавк., 2. Производительные силы Юго-Осетии Сб. 1. Л. 1934. 27. Пчелинцев В. Ф. Гидрогеологические исследования в Туапсинском районе Черноморского побережья, ТВГРО, 171, Л. 1934. 28. Рейнгард А. Л. Материалы к изучению ледникового периода на северном склоне среднего Кавказа. Зап. Харьк. унив., вып. 2, 1912. 29. Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. ИГО, 58, в. 1, Л. 1926. 30. Рейнгард А. Л. Гляциально-морфологические наблюдения в Центральном Кавказе летом 1926 г. ИГО, 59, в. 2, Л. 1927. 31. Рейнгард А. Л. Ледниковые эпохи Кавказа и их отношение к ледниковым эпохам Альп и Скандинавии, ТЛОЕ, 58, в. 1. Л. 1927. 32. Рейнгард А. Л. Гляциально-геологические исследования в Горной Осетии в 1927 и 1928 г. г., ИГО, 62, в. 1, Л. 1930. 33. Рейнгард А. Л. Исследования по четвертичной геологии в районе Шахдага и Куссарской наклонной равнины летом 1930 г. Изв. ВГРО, 13, Л. 1932. 34. Рейнгард А. Л. Несколько слов о хронологической связи между оледенением Кавказа и Каспийскими трансгрессиями. ЗРМО, 61, в. 2, Л. 1932. 35. Рейнгард А. Л. Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенениям Альп и Алая. ТАИЧПЕ, 2, Л. 1933. 36. Рейнгард А. Л. О террасах Кубанской долины у Баталашинска. ТКЧП, 3, в. 1, Л. 1933. 37. Рейнгард А. Л. Некоторые геоморфологические проблемы Кавказа и пути их разрешения, Тр. I Всес. геогр. съезда, 3, Л. 1934. 38. Ренгарден В. П. Горная Ингушетия, ТГГРУ, 63, Л. 1931. 39. Родионов В. Е. Фазы оползневой эрозии в четвертичное время, ПСГ, 1937. 40. Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского Округа, Тр. Сев.-Кавк. ассоц. н.-иссл. инст., № 65, Ростов н/Д. 1930. 41. Соловьев С. П. Изучение ледников Северного Кавказа за 25 лет (1907—1932), ИГО, 66, в. 4, Л. 1934. 42. Христианович В. П. Горная Ингушетия. К материалам по экономике альпийского ландшафта, Тр. Сев.-Кавк. ассоц. н.-иссл. инст. Институт местной экономики и культуры при Сев.-Кавк. Гос. Универс. в. 2, 1929. 43. Щукин И. С. Из поездок по верхней Кубани. Земл., 21, кн. 3, М. 1914. 44. Щукин И. С. Следы сухой послеледниковой эпохи на Северном Кавказе, Земл., 26, в. 1—2, М. 1924. 45. Щукин И. С. В Балкарии, Земл., 27, в. 1—2, М. 1925. 46. Щукин И. С. Исследования в Центральном Кавказе летом 1927 г., Земл., 30, в. 3, М. 1928. 47. С. м. также №№ 3, 4, 12, 13, 15 в Списке литературы к главе 2 (VI) и №№ 18, 27 к главе о Крыме — 1 (VI).

6. РАВНИНЫ ЗАКАВКАЗЬЯ

Рионская низменность, известная в древности под названием Колхидской, простирается по долинам рек Риона и Квирилы от берегов Черного моря до Месхийского хребта, имея в длину 160 км,

а в ширину около 90 км. Тектонически она представляет собою обширную опускания между Большим Кавказом и Малым, выполненную наносами Риони и других рек, которые во время таяния снегов и во время ливней несут массу обломочного материала. Загромождая себе путь, реки часто меняли свои русла и постепенно наращивали берег моря, образуя слабо наклонную береговую равнину, отделенную от моря во многих местах рядами дюн. Река Риони выносит в год 10 000 000 куб. м наносов. Годовой прирост берегов у г. Поти достигает 12 м. По данным Жаринцева, городской сад в Поти, отстоящий от моря на 2 км, разбит на месте старой крепости, построенной 300 лет тому назад на самом берегу моря. Прибрежные глубины до 15 м засыпаны и обратились в сушу. Нарастание берегов было бы еще больше, если бы этому не препятствовало опускание этой части суши, достигающее, по исследованиям Зунтуриди, 1 см в год.

Выпадающие в большом количестве осадки и многочисленные ручьи и речки превращают низменность в болото с богатой растительностью. Только песчаные бугры, берега рек и подножия гор являются сухими местами, удобными для заселения. После революции здесь начаты большие работы по осушению. Так, к 1931 г. осушено было уже около 24 000 га, главным образом, в северо-восточной части низменности. На месте прежних болот расстилаются теперь кукурузные поля, виноградники и фруктовые сады.

Куро-Араксинская низменность лежит по среднему и нижнему течению Куры и нижнему течению Аракса. Она составляет часть громадной Каспийской впадины и простирается с запада на восток на 370 км, а с севера на юг на 150 км. Западная ее часть — более узкая, сравнительно возвышенная и неровная, покрыта лессом. Юго-восточная часть является почти идеальной равниной с едва заметными нарушениями рельефа в виде бугров и впадин (чалов), покрытой песчаными и илистыми наносами Куры и Аракса. Эти реки текут довольно быстро и несут много взмученного материала. Аракс в этом отношении превосходит даже Нил. По данным Тулайкова, во время половодья Аракс несет 3,6 г ила на 1 л воды, тогда как Нил — только 1,49 г. Во время низкой воды количество муты соответственно будет — 1,51 г и 0,47 г. По подсчетам Саваренского, Аракс за год проносит около миллиона вагонов ила, причем весною 8000 вагонов или 200 товарных поездов в день. На памяти людей Аракс два раза менял свое направление и прокладывал дорогу в море непосредственно (1868 и 1894 гг.). В 1894 г. возник Новый Аракс, оросивший значительную часть бесплодной прежде Муганской степи и впадавший в залив Кизил-Агач. По прежнему руслу в Куру проходил только незначительный рукав. В настоящее время Нового Аракса уже нет, так как русло его искусственно закрыто.

Берега залива Кизил-Агач, куда впадает несколько рукавов Куры, а также и дельта Куры обнаруживают признаки быстрого нарастания (для дельты Куры 300 м в год). Бюдель, собрав материал за 83 года, составил интересную карточку нарастания берегов

(рис. 33). Быстрому росту дельты способствует подводная и водная растительность, закрепляющая наносы.

Обычно считают низменность Куры грабеном. Это толкование отрицается, однако, Паффенгольцем, указывающим, что породы М. Кавказа постепенно падают на СВ и сменяются более поздними отложениями. По Ренгартену, в основании низменности лежит жесткая плита, приподнятый край которой составляет на ЮЗ северный склон хребта Муров-даг и горную область к СВ от Карабахского хребта.

Низменность имеет общий наклон, едва заметный, по направлению к Каспию. Высота ее над уровнем моря 50—75 м, но значительная часть лежит ниже уровня океана. Наиболее повышенными точками являются грязевые вулканы, достигающие высоты в 120 м. Большая часть низменности имеет характер полупустыни. Только Кура и Аракс орошают ее поверхность, остальные речки не доходят до главных рек, постепенно усыхая и теряясь в песчаных наносах. Весною эти речки разливаются на большом протяжении и, усыхая, оставляют множество временных мелких озер, которые постепенно превращаются в болота и солончаки. В более сухих местах идет усиленное развеивание почвы, в результате чего получается нечто вроде кочкарника, так как около кустов сохраняется почвенный слой, образующий кочки, постепенно растущие и превращающиеся в некоторое подобие барханов.

Кура и Аракс делят низменность на три части. К северу от Куры лежит Ширванская степь, между Курай и Араксом — Мильская или Карабахская, а к югу от Аракса — Муганская. Ширванская степь представляет собою заполненный морской залив, толщина наносов в котором доходит до 170—200 м. Если двигаться с СЗ на ЮВ, то сначала имеем неровный рельеф по склонам Шемахинского хребта с лессовым покровом. Затем идет равнина, сложенная иловато-песчаными речными отложениями с перемежающимися морскими песками. Дальше следует мелкобугристая степь и барханные пески, закрепляющиеся на мокрых солонцах. У самого моря — дюны и марши. По данным Романова, река Кура в юго-восточной части степи нередко прорывается к морю. Здесь часто можно наблюдать следы прежних протоков. Отступающее море оставляет множество плоско-

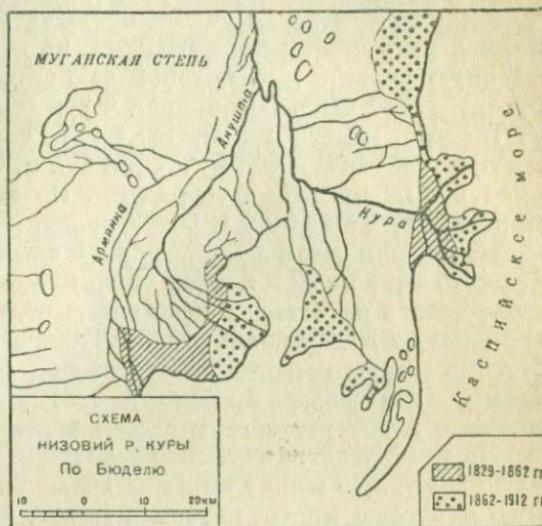


Рис. 33.

вогнутых западин-чалов, образовавшихся на месте мелких озер, затонов и заливчиков. Многочисленные чалы (или кобу) в дельте Куры иногда заполнены водою, образуя озера и плавни, богатые рыбой и дичью. Некоторые чалы подвергаются осушке для посевов хлопка и пшеницы, но остается еще невыясненным, что выгоднее — осушка или обводнение.

Возвышенные точки являются по большей части грязевыми вулканами, которые выбрасывают синевато-серую грязь с большим количеством солей, так что около них возникают солончаки и соленые озера. В настоящее время кратеры вулканов представляют площадки с конусами, из которых выходят грязевые массы. Вулканы расположены на невысокой горной гряде, идущей от Шемахи до Сальян.

Мильская степь на западе орошена рекою Тертером, его притоками и искусственными каналами, на востоке же представляет бесплодную равнину, на которой сохранились еще следы от древней оросительной сети. В западной части степи, по обе стороны долины р. Тертера, хорошо выражены четыре террасы, из которых верхняя достигает высоты в 600 м, вторая 455 м, третья 360 м. Они не согласуются с каспийскими террасами. По возрасту принадлежат к апшeronской, бакинской и более поздним эпохам.

Муганская степь в значительной своей части лежит ниже уровня Черного моря на 22 м и выше уровня Каспия только на 2,5 м. Ровная поверхность разнообразится только чалами и буграми, хорошо заметными во время разлива рек. Только на юге появляются холмы. Мугань совсем недавно вышла из-под морской воды. В настоящее время — это совершенно дикая и бесплодная степь с засоленными почвами и солеными грунтовыми водами.

На юге Муганская степь переходит в Ленкоранскую низменность, расположенную между морем и Талышинскими горами и образованную напоследок многочисленных речек, стекающих с этих гор. Эти речки не доходят до моря, а теряются в песках и болотах, образуя низменное болотистое пространство, покрытое многочисленными мелководными озерами и лиманами или «морцами». Вся низменность густо одета роскошной растительностью, но имеет неадоровый климат.

7. МАЛЫЙ КАВКАЗ

Малый Кавказ является северной частью так называемого Армянского нагорья. Это нагорье представляет собою область, где скрещиваются две системы складок: тавро-армянская с северо-восточным простиранием, и иранская с северо-западным. Складчатые горы Малого Кавказа заполняют собою ту область, где хребты одного направления переходят в хребты другого. Таким образом, эта система связана не с системой Большого Кавказа, а с образованием южных частей Черного моря, Каспия и Месопотамской низменности в конце третичного периода и в начале четвертичного. Тем не менее тектонические движения Главного хребта отразились на строении Армянского нагорья. Во многих местах оно обнаруживает депрессии сбросов, параллельные простирацию Главного хребта.

Высказывалось предположение, что вулканы Закавказья находятся, повидимому, на тех же тектонических трещинах, что и вулканы Большого Кавказа. Так, одна из трещин начинается вулканом Сипан на северном берегу озера Ван и заканчивается Эльбрусом. Другая трещина дает меридиональную линию вулканов от Арагата до Каабека в 150 км к востоку. Мефферт указывает, однако, что новейшие исследования не подтверждают наличия таких меридиональных дислокаций.

В центральной части перегиба складок произошли сильнейшие дизъюнктивные дислокации, разбившие эту часть на отдельные глыбы и переместившие их в различных направлениях. По трещинам разломов произошли обширные излияния лавовых масс, которые спаяли отдельные глыбы, заполнили впадины и обратили страну в плоскогорье. Изверженные породы относятся по возрасту к послетретичному времени и состоят из базальтов, трахитов и других пород, а также из больших масс вулканического туфа.

Возникшие вдоль трещин вулканические горы составили ряд горных хребтов, по большей части меридионального простирания (рис. 32). Таковы: Арсианский, Соганлугский, Агманганский, Мокрые горы.

Из них Арсианский хребет, лежащий на западной окраине центральной вулканической области, составляет водораздел между бассейнами Чороха и Куры. Высота его достигает 2700 м, а отдельные вершины поднимаются выше 3000 м (г. Арсиан 3121 м). В большинстве случаев — это потухшие вулканы. Высокие перевалы (выше 2400 м) делают хребет мало доступным, особенно в зимнее время, когда он в течение шести месяцев занесен глубокими снегами. Западный склон хребта пологий, восточный — крутой.

Южным продолжением Арсианского хребта является Соганлугский (г. Сурпхач 2848 м), имеющий значительную абсолютную высоту, но представляющийся в виде незначительных возвышенностей вследствие положения его на высоком плоскогорье. К западу от Арсианского хребта отходят высокие и крутые отроги — Шавшетский и Топиол (выше 2700 м). Все эти хребты густо заросли лесами и покрыты лугами.

Мокрые горы или Цихеджвари (2600 м) представляют довольно длинный меридиональный хребет, получивший свое название от вечных туманов, от многочисленных небольших озер на вершинах, болот и родников, дающих начало множеству ручьев. Вершины хребта — потухшие вулканы — поднимаются выше 3000 м. Их трахитовые и липаритовые основания, слившись, образуют хребет, насаженный вдоль линии разлома. Над окружающей местностью вершины хребта поднимаются, однако, только на 500—700 м. К западу проходят еще две гряды вулканов: Мадатап 2720 м, Ильхи-даг (2771 м), Шиштап (2788 м), Таушантап (2182 м) — между озерами Мадатап и Топоравань (2080 м) и М. Абул (2301 м), Б. Абул (3300 м), Годореби (3190 м) и Самсар (3390 м). Сложены эти гряды по большей части долеритом.

Мисханским хребтом Мокрые горы соединяются с хребтом Агманганским, идущим по западному берегу озера Севан. Этот хребет также состоит из ряда потухших вулканов, достигающих значительной высоты (г. Ахдаг — 3513 м). Многие вулканы до сих пор сохранили свои кратеры. Некоторые из них заполнены водою. Благодаря высокому положению и суровому климату здесь наблюдаются формы морозного выветривания (структурные почвы). Отлогие склоны хребта покрыты альпийскими лугами.

На юге центральной вулканической области проходит в широтном направлении Агридагский хребет, протягивающийся по правому берегу Аракса и уходящий за пределы СССР. Высота его в среднем 2700 м, наибольшие вершины превышают 2900 м (г. Кизил-Зиарат 2952 м). Восточным своим концом хребет примыкает к горному мас-

сиву двух Арашатов, занимающих своим основанием площадь в 1000 кв. км. Большой Аракат, по-армянски Масис (Большой), достигает 5156 м высоты. Малый Аракат, расположенный восточнее, имеет высоту в 3914 м. Обе вершины являются потухшими вулканами, деятельность которых прекратилась совсем недавно. Слоны их покрыты застывшими потоками лавы, превратившимися в каменные россыпи, и мелкими второстепенными кратерами. Вершина Б. Араката покрыта вечным снегом. С нее сползает около 29 небольших ледников, из которых самый длинный — Ахурийский ледник (2 км) — оканчивается на высоте 1950 м. Благодаря сухому климату снежная линия на Аракате лежит на очень большой высоте — 4248 м.

Остальная часть центральной вулканической области, не занятая горными хребтами, имеет характер плоскогорья, которое упомянутыми хребтами делится на несколько частей. Наибольшая из этих частей, носящая название Закавказского плоскогорья, ограничена со всех сторон горными хребтами: Арсранским-Соганлугским с запада, Триалетским с севера, Сомхетским хребтом и массивом Алагеза с востока, Агридагским с юга. Оно имеет длину до 200 км, ширину до 170 км, высота доходит в среднем до 1500 м. Равнинная в общем его поверхность нарушается многочисленными хребтами и возвышенностями, которые пересекают его в различных направлениях. В середине его проходит Чалдырский хребет в виде возвышенной гряды, тянущейся с ЮЗ на СВ и являющейся водоразделом между Курай и Араксом. По обе стороны хребта плоскогорье имеет наклон с одной стороны к северу, с другой — к юго-востоку. Остальные возвышенности хотя и имеют значительную высоту над уровнем моря, над плоскогорьем выделяются слабо. Объясняется это тем, что плоскогорье образовалось путем заполнения первоначальных понижений продуктами вулканических излияний, т. е. является насыщенным нагорьем. Поэтому современные возвышенности представляют собою только вершины и гребни прежних возвышенностей, основание которых залито лавой и засыпано пеплом.

Многие вершины представляют моногенные лавовые вулканы конической, куполообразной или щитовидной формы. Форма и малая расчлененность создают впечатление очень недавних образований. Но на самом деле — это сильно денудированные, покрытые россыпями — чингилами остатки вулканов. Их хорошую сохранность Щукин объясняет петрографической однородностью лав и преобладанием физического выветривания, которое заполняет своими продуктами эрозионные борозды.

Возвышенности, пересекаясь между собою, образуют многочисленные котловины, которые содержат горные озера или впадины, заполненные пресноводными осадками древних озер. Поверхность Закавказского плоскогорья в настоящее время почти безлесна, так как покрывавшие его когда-то леса вырублены. Плодородная почва на вулканических породах благоприятствует земледелию, вследствие чего она подвергается усиленной обработке. Гребни и склоны хребтов покрыты лугами. Форма склонов зависит от экспозиции. Южные склоны как правило более круты, часто покрыты опушками

и оголены, тогда как северные склоны более пологи и задернованы.

Из отдельных частей Закавказского плоскогорья отметим Ахалкалакское плоскогорье, пересеченное в различных направлениях застывшими потоками лавы и несущее конусы потухших вулканов. Здесь атмосферные осадки накапливаются в виде множества проточных озер, из которых наибольшими являются Табисцхури, Топоравань, Хозапин и др. Высота Ахалкалакского плоскогорья около 1700 м. К юго-востоку оно становится еще выше (2000 м) и имеет очень суровый климат. Плоскогорье рассекается глубокими (до 300 м) каньонами Куры и Ахалкалакичая. К северу оно поднимается уступами, возникшими вследствие разновременных лавовых изливаний. Среди плато выделяются многочисленные вулканические конусы — Самсар, Б. Абул, Тавкотели — 2587 м, Шевнабад — 2929 м, Бебердаг — 2515 м. Склоны вулканов покрыты баранкосами. Некоторые из них окружены широким поясом обломочных накоплений, мало затронутых эрозией. Неровности плато обусловлены неровностями лавового покрова. От вулкана Тавкотели лавовый поток тянется на 40 км до Боржоми. Этот поток перегородил древнее русло Куры, вследствие чего выше Боржоми прежде существовало озеро. Следы его остались в виде галечников на террасовой площадке на высоте около 120 м над современным уровнем Куры. Позднейший спуск озера и эрозия Куры создали ряд террас вверх по реке. Такие же явления происходили и в долинах других рек.

К востоку от Ахалкалакского плоскогорья лежит небольшое плоскогорье Цалка (1500 м), орошающее верхним течением р. Храма и его притоками и в значительной части заболоченное. К югу от Цалки расположено Лорийское плоскогорье (1400 м), представляющее слабохолмистую равнину, орошаемую р. Каменкой и ее притоками.

По левому берегу верхнего течения р. Западного Арпачая расположено узкое и высокое (1530 м) Ленинаканское (Шурагельское) плоскогорье, представляющее равнину, окруженную террасированными возвышенностями. Террасированность объясняется налеганием лавовых потоков, последовательно перекрывавших друг друга. Андезитовый конус г. Галгат (2485 м) отделяет на востоке еще более высокую равнину — Абранское поле (2100 м). Среди этой идеально ровной равнины обособленно поднимаются два вулканических конуса — Джангитапа (2385 м) и Сангяртапа (2138 м).

По нижнему течению Западного Арпачая лежит высокая равнина нижнего Арпачая вулканического происхождения. Она сложена лавовыми потоками, излившимися из кратеров Алагеза, и является в настоящее время бесплодной каменистой пустыней. Западный Арпачай течет здесь в глубоком и узком каньоне и совершенно не орошает края. На восточной окраине этой равнины изолированно возвышается громадный массив Алагеза, достигающий в наивысшей вершине 4095 м высоты. Если смотреть с Абранской равнины, то Алагез не производит впечатления высокой горы, так как имеет форму полого выпуклого щита, основание которого имеет около 180 км в окружности. В средней части поднимаются четыре скалистых вершины, являющиеся остатками разрушенного кратера. Потоки лавы, излившиеся когда-то из вулкана, занимают площадь в 8870 кв. км, доходя на юге до Аракса. Несмотря на значительную высоту, вершина Алагеза не изобилует снегом и льдом. Площадь, занятую под вечными снегами, Пастухов определяет в 5,8 кв. км. Только в верховых Гезалдара один небольшой ледник спускается с горы, но прежде ледников было больше.

Самым высоким является Карабахское плоскогорье, находящееся между Карабахским хребтом на востоке и Занげзурским на западе,

между Араксом на юге и хребтом Муровдаг на севере. В основании плоскогорья лежат сильно дислоцированные породы мела, выступающие местами и на поверхность. Эти породы накрыты мощной толщей палеогеновых эфузивных пород (туфобрекчии, андезиты, липариты) и известняков. Кроме того, встречаются многочисленные выходы андезито-базальтовых лав четвертичного возраста. Плоскогорье приподнято на высоту 2500—3000 м и представляет собою плоскую ступенчатую равнину, по которой там и сям разбросаны группы потухших вулканов, возвышающихся над равниной на 300—800 м. Посреди плоскогорья проходит горная гряда, состоящая из ряда таких вулканов. Эта гряда служит водоразделом для речек, которые медленно и извилисто текут с одной стороны в Куру, с другой — в Аракс. Подойдя к краю плоскогорья, реки начинают течь быстрее и промывают себе глубокие ущелья. Большинство рек летом не доходит до Куры и Аракса, так как вся вода разбирается на орошение. В понижениях приютились многочисленные озера, являющиеся реликтами третичного рельефа, остатками распавшейся древней речной сети. Некоторые из озер имеют, однако, подпрудное происхождение (Карагель, Алагель). Излившиеся породы под влиянием сухого климата подвергаются усиленному морозному выветриванию и во многих местах плоскогорья выступают на поверхность в виде обширных каменных полей, камениников или чингилов. Среди зеленых горных лугов они возвышаются грудами огромных остроугольных камней, напоминающих развалины грандиозных сооружений. Наибольший из таких камениников — Перичингил — лежит в средней части плоскогорья и достигает 10 км в длину и 3 км в ширину. В лощинах и на склонах гор сохраняются пятна снега, которые не исчезают до конца лета.

К северо-западу от Карабахского лежит Гокчинское плоскогорье, заключенное среди хребтов — Агманганского, Шахдагского и Южногокчинского. Большая часть плоскогорья занята обширной котловиной озера Гокча или Севан, лежащего на высоте 1925 м над уровнем моря. Из озера вытекает приток Аракса, Занга. На нем будет построено девять электростанций с общей мощностью в 2,5 млрд. киловатт-часов. Озеро принимает в себя многочисленные потоки, стекающие с окрестных гор, довольно близко подходящих к его берегам. Только Агманганские горы отстоят от озера несколько дальше, оставляя между собою и озером каменистое пространство, усеянное глыбами застывшей лавы.

Краевые горы Малого Кавказа отличаются от гор центральной части своим складчатым характером. Из них горы восточного Закавказья состоят из складок северо-западного (иранского) направления и образуют ряд хребтов — Сомхетский, Безобдальский, Памбакский, Шахдагский, Муровдагский, Карабахский, Зангезурский. Эти хребты не имеют одного общего направления, а расположены различно по отношению один к другому. По северо-восточной окраине проходит полоса предгорных террас общей шириной до 15 км, сложенных галечниками, конгломератами и вулканическими туфами. Хребты расположены на отдельных глыбах, из которых состоит

восточное Закавказье. По трещинам между глыбами кое-где выступали лавы и возникали вулканы, но вулканические явления имели здесь второстепенное значение. В сложении хребтов принимают участие граниты, меловые и юрские отложения, а местами и палеозойские сланцы. Породы мезозоя смыты в пологие складки СЗ простирания. Складки осложнены сбросами и надвигами юрских пород на меловые. Направление хребтов не всегда совпадает с направлением складчатости.

Сомхетский хребет достигает высоты 2100—2400 м, но имеет вид высокого хребта только с востока со стороны долины Куры. С запада же, примыкая к высокому нагорью, он мало заметен. Главная вершина его — г. Ляльвар (свыше 2500 м).

На юго-запад от Сомхетского проходит Безобдальский хребет с главной вершиной Аглаган (свыше 2900 м), далее к югу Памбакский, переходящий в Шахдагский, который за вершиной Гиналдаг (3317 м) переходит в хребет Муревдагский с вершинами Гымыш 3680 м и Муревдаг 3366 м. Главной вершиной Памбакского хребта является Тепа-Ахмет (свыше 3000 м). От вершины Шахдаг к северу отходит невысокий Мургузский хребет, сливающийся с Сомхетскими горами. От вершины Гымыш отходит Карабахский хребет, идущий сначала на юг, а затем на юго-восток до г. Заарат, где он разветвляется на отдельные отроги, постепенно спускающиеся террасами к Араксу. Главная вершина Далидаг — 3629 м. Западнее, почти параллельно Карабахскому, идет Зангезурский или Конгуро-Алангезский хребет, самый высокий в Закавказье. Он начинается от вершины Гиналдаг и тянется на расстоянии 150 км, доходя до вершины Ордубада на Араксе. Четыре главных его вершины превышают 3600 м (Капуджих 3929 м, Казандаг 3724 м, покрыты вечным снегом), а шесть других — выше 3300 м. Большинство вершин является вулканическими конусами. Хребет имеет дикий и не-проступивший характер, будучи весь изрыт оврагами и трещинами по каменистым скатам. От него отходит много отрогов, из которых отметим Бергушетский хребет (2700—3000 м) между реками Охчичаем и Бергушетом, протягивающийся на ЮВ, и Дарапагезский хребет, идущий на запад между реками Восточным Арпачаем и Нахичеваньчаем. Упомянутый выше Южногокчинский хребет или Гезалдаринский является также отрогом Зангезурского, состоящим из ряда вулканических конусов (г. Гезалдара — 3482 м).

Краевые горы западного Закавказья образованы окончанием складок северо-восточного (тавро-армянского) направления. Среди них можно выделить также несколько хребтов. Аджаро-Ахалцихский или Имеретинский хребет начинается у берегов Черного моря и идет почти широтно на восток до Боржомского ущелья. Западная его часть называется Аджарскими горами, а восточная — Ахалцихскими. Наибольшей высоты хребет достигает в средней части, где перевалы находятся на высоте 2000 м, а наивысшие точки превышают 2700 м (г. Непискаро — 2803 м). Превышая границу лесов, он не заходит, однако, за линию вечного снега. Некоторые из его вершин являются потухшими вулканами.

К югу от Аджарского хребта расположен пограничный Шавшетский хребет. Между ними протекает р. Аджарис-Цхали. Высоты Шавшетского хребта достигают 2443 м (г. Тбети), на Аджарском хребте высшая точка — г. Тагинаури (2634 м). Как эти хребты, так и второстепенные (Схалтинский, Пуртио, Намцвареви, Гсма-Циновела и др.) обладают плоскими вершинами, которые являются остатками равнинной поверхности с колебанием рельефа не свыше 40 м. Поэтому большинство троп и выочных дорог проложено по вершинам.

Здесь имеется много поселений, садов, полей, табачных плантаций. Эти плоские равнины располагаются на различных, но повторяющихся высотах: 2130 м, 1960—1920 м, 1380 м, 1280 м, 900—852 м. Эти же отметки получаются на переломах продольных профилей долин и на плоских поверхностях на склонах. Современные реки образовали глубокие ущелья, которые расчленяют страну на резко обрезанные массивы, ориентированные или широтно, или меридионально. Плоские площадки являются остатками древнего рельефа.

Склоны долин подвержены обвалам и оползням, которые дают большое количество обломочного материала. Быстрое течение рек способствует образованию валунов, которые некоторыми исследователями ошибочно принимались за ледниковые.

К востоку от Боржомского ущелья, прорезанного р. Курой, Имеретинский хребет имеет продолжением Триалетский или Ардженавский хребет, который доходит вплоть до Тбилиси, оканчиваясь горою Давида. Общая длина обоих хребтов почти 250 км. Главная вершина Триалетского хребта — Каракая — 2846 м. Оба хребта расположены на обширных наклонных к северу глыбах, составляя их южную окраину. Поэтому к северу они спускаются более пологими склонами, а к югу обрываются круто. Сложены они, главным образом, третичными отложениями. Составляя единое целое, эти хребты отделились один от другого Боржомской трещиной во время поднятия Месхийского горста в третичном периоде.

Наблюдения С. С. Кузнецова показали, что строение северных склонов Триалетского хребта является сложным. Основной формой здесь являются надвиги и перекрытия молодых пород более древними. Формы долин здесь в значительной мере зависят от литологии. В туфогенных породах и порфириатах долины имеют вид глубоких узких ущелий. В песчаниках долины широкие, с плоским дном и крутыми бортами. Водораздельные пространства, сложенные чешуйчато надвинутыми известняками и туфогенными породами, имеют весьма расчлененный рельеф в виде острогранных пирамidalных массивов с отвесными склонами. Чаще, однако, встречаются равнинно-степные ландшафты с мягкими уплощенными формами. Эти высокие равнины придают стране своеобразный вид, являясь остатками высоко приподнятого пeneплена. О недавнем поднятии свидетельствуют и террасы Куры, расположенные на высотах 2—3 м, 10—12 м, 35—37 м.

Южная окраина хребтов сложена послетретичными лавами, и рельеф ее является, по Мефферту, следствием вулканических накоплений, еще слабо размытых. Переход от лавового покрова к палеогенным хребтам северного склона не всегда выражен в рельефе. Наоборот, северные склоны хребтов образуют уступ к долинам Куры и Риони, совпадающий с тектоническими линиями, ограничивающими горную систему на севере. Тем не менее долины Куры и Риони не являются тектоническими депрессиями.

Складки палеогена, слагающие хребет, имеют в общем широтное простирание. Они определяют здесь ряд параллельных кряжей. Таковы суть: обрыв Окюздаг (2645 м), ряд скалистых кряжей по левому побережью Куры, хребет Сабадури (2335 м), Ошора (2602 м), Ортатави (2480 м) и более короткие кряжи по правому берегу Куры.

Долина Куры имеет здесь характер горного ущелья со скалистыми склонами. Таковы же и долины ее притоков. Самый большой левый приток Куры — Посховчай — образует своей долиной Ахалцихскую котловину, которая как бы отделяет Аджаро-Имеретинский хребет от более южного хребта, идущего от Ахалциха через Сабадури и Ошора к Каракая (2846 м) и восточнее к Арджеянскому хребту. Наивысшие точки хребтов сложены обычно андезитами и туфо-брекчиями эоценена как наиболее стойкими против выветривания. Эти же породы слагают обрывистые скалистые склоны. Обломки их образуют громадные осыпи и обвалы. Большие площади их лишены всяких наносов и представляют области энергичного размыва. Породы флиша легче разрушаются и дают громадные массы мелких обломков, образующих многочисленные аллювиальные и силевые выносы.

Фохт указывал на типичные моренные ландшафты в области хребтов. Мефферт не допускает здесь оледенения, так как морфология высокогорной части хребтов не дает никаких тому доказательств.

На юго-запад от Аджарских гор находится восточная оконечность высокого Понтийского хребта, который идет параллельно берегу Черного моря. Наивысшая точка его — Б. Карухал — 3488 м. В разные стороны от Понтийского хребта отходят его высокие отроги. Этот хребет является остатком древней суши, некогда простиравшейся на месте Черного моря.

Месхийский или Сурамский горст (Лихисмта) является связующим звеном между Главным Кавказским хребтом и Малым Кавказом. Это — древний гранитный массив с сильно разрушенными складками северо-восточного направления, к которому примыкают два невысоких и небольших отрога — Лахонский от Большого Кавказа и Ваханский от Малого. Эти отроги сливаются в самой низкой части хребта — у Сурамского перевала (1197 м), где проложен тоннель железной дороги. Высота Сурамского хребта незначительна — в среднем около 1600 м. Тем не менее он является резко выраженной климатической и биogeографической границей. Он составляет водораздел между бассейнами Риони и Куры. Хребет имеет ясно выраженный характер лишь на небольшом протяжении (10—12 км). Далее к северу он продолжается в виде узкого гребня, где он входит в систему подобных же гребней, различно ориентированных. Сложное чередование малодоступных гребней объясняется, по Н. Н. Соколову, наличием здесь кристаллических пород — гранитов и порфиритов. Малая доступность местности обусловила хорошую сохранность буковых лесов и полное отсутствие населения.

И. Г. Кузнецов определяет Месхийский горст как плато, расчлененное глубокими долинами, характер которых указывает на омолаживание рельефа, т. е. на поднятие массива. По Мефферту, это плато абразионного происхождения (среднемиоценовая трансгрессия), расположено в более северной части, а по южной окраине формы расчленения имеют обычный характер, свойственный дислокированным осадочным толщам (здесь массив сложен юрскими, меловыми и третичными осадками). Мефферт отрицает горстовое происхождение массива, так как и на восток и на запад он понижается постепенно, причем на западе кри-

сталическая плита уходит под уровень долины Квирилы, проходя, повидимому, и под всей долиной Риони до Черного моря.

Талышинские горы лежат обособленно от других хребтов восточного Закавказья, отделяясь от ближайшего Карабахского хребта обширной Агарской котловиной. Эти горы состоят из двух хребтов и многочисленных отрогов, заполняющих все пространство между хребтами и морем. Два главных хребта идут по взаимоперпендикулярным направлениям — СЗ и СВ. Высшая точка — г. Маранд — 2468 м. Крутизна хребта по восточному склону, выходы горячих ключей и базальтовых лав указывают на наличие здесь сбросовой линии. Сложены горы глинистыми сланцами и песчаниками юры.

Высокие равнины Закавказья занимают сравнительно небольшие площади. Их можно разделить на две группы: наклонные равнины и высокие равнины. К первой группе относятся Кахетинская и Мингрельская равнины, ко второй — Горийская, Мухранская и Ереванская.

Кахетинская равнина является грабеном между Главным хребтом и третичными возвышеностями, заполненным наносами притоков Алазани и Айричая, текущими навстречу друг другу. С северо-востока она ограничена Кавказским хребтом, круто обрывающимся к ней своим лесистым склоном, с юго-запада — Кахетинским хребтом и Степным плоскогорьем, на востоке она сливается с Нухинской равниной и равниной Автаран. Высота этой наклонной равнины на севере 450 м, а на юге 200 м, длина 160 км, а ширина от 15 до 40 км.

Мингрельская равнина расположена по р. Хопи и образована также ледниковыми и современными наносами рек Ингурा, Хопи и других, которые при выходе из гор отложили громадные конусы выноса, слившиеся в одну волнистую равнину, впоследствии вновь разрезанную речками на отдельные гряды.

Горийская равнина имеет вид треугольника, расположена на высоте 750 м среди отрогов Месхийского, Главного и Триалетского хребтов. Она сложена наносами рек Б. и М. Лиахвы, которые засыпали синклинальную впадину, имеющую направление с СЗ на ЮВ. Поверхность ее совершенно плоская. Н. Н. Соколов полагает, что здесь некогда было озеро-разлив, в котором реки отлагали свои наносы, обратившиеся теперь в пылеватые, лёссовидные суглинки. Подобный характер отложений указывает на медленное течение речек, очевидно, подпруженнных озером. Погребенные почвы в суглинках указывают на перерывы в отложениях, вызванные межледниковыми эпохами. В настоящее время равнина представляет сложную дельту рек, спускающихся с Главного хребта, с Сурамского хребта и, частично, с Малого Кавказа.

Мухранская равнина является продолжением Горийской на востоке и отделяется от нее отрогами Главного хребта и невысокой цепи, идущей по левому берегу Куры к востоку от г. Гори. Она ниже Горийской (560 м) и сложена также наносами рек Ксаны и Арагвы. Эти реки пересекают ее и выходят к Куле узкими ущельями. Поэтому Варданянц полагает, что эта депрессия не эрозионного происхожде-

ния, а образовалась в связи с опусканием южной части Базалетского плато (грабен или синклиналь) и была впоследствии снивеллирована речными наносами вюрмского возраста. Дальнейшим продолжением ее служит Сагуранская равнина.

Ереванская равнина расположена по среднему течению Аракса и со всех сторон окружена высокими вулканическими горами, спускающимися к ней пологими террасами. Она лежит на высоте 900 м и представляет область опускания, засыпанную наносами Аракса и вулканическими продуктами. Местность имеет пустынный характер с сухими руслами рек и солончаками.

ЛИТЕРАТУРА

1. В ялов О. С. Материалы по морфологии бассейна р. Лиахвы (Южная Осетия). ИГО, т. 67, в. 5, Л. 1935. 2. К л у п т Б. Закавказье, 1929. 3. К узнецов С. С. и Трифонов Н. К. Материалы для геоморфологии Аджаристана, ТСОПС, сер. Закавк., в. 14. Материалы по геологии и петрографии ССР Грузии. I. Аджаристан и Гурия. Л. 1935. 4. Кузнецов С. С. О некоторых геоморфологических чертах побережий оз. Севан, Изв. Ак. Наук, 1929. 5. Кузнецов С. С. О гидрогеологии бассейна оз. Севан. Бассейн оз. Севан, т. III, в. I, Л. 1930. 6. Лебедев П. Массив Алагез по данным исследований 1928 г. Осв. бюл. Ак. Наук, 1929, № 3—4 (64—65). 7. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье, «Природа», 1928. 8. Лайстер А. Ф. и Чурсин Г. Ф. География Закавказья. Изд. Заккнига. Тифлис, 1929. 9. Маруашвили Л. И. Зональность рельефа Кавказского хребта, «Природа», 1936. 10. Маруашвили Л. И. Структура и рельеф Большого Кавказа. «Природа», 1937. 11. Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржоми и Бакурияни между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем, ТВГРО, 303, 1933. 12. Oswald F. Armenien, Handb. der reg. Geol., V Abt., 3, 1912. 13. Саваренский Ф. П. Куро-араксиская низменность, Почвоведение, 1929. 14. Турова-Морозова Л. Поездка в Армению и Курдистан летом 1927 г., Земл., 31, в. I, М. 1929. 15. Щукин И. С. Степи восточного Закавказья, Земл., 25, кн. 3—4, М. 1922. 16. Щукин И. С. Очерки Армянского нагорья, Земл., 29, в. 1—2, М. 1927. 17. Щукины И. С. и А. В. Аштаракско-Егвартская степь и вулкан Карна-Ярых, Земл., 32, в. 1—2, М. 1930. 18. См. также №№ 6 и 9 в Списке литературы и главе 2 (VI) и №№ 2 и 26 к главе 5 (VI).

VIII. УРАЛЬСКАЯ ГОРНАЯ ПОЛОСА

Впервые Уральские горы получили свое название в 1762 г. в книге Рычкова «Топография Оренбургской губернии». До этого времени хребет назывался иначе. У древних авторов он упоминался под названием Рипейских и Гиперборейских гор, но горы эти были скорее мифическими. Более определенно о существовании хребта меридионального простирания упоминает арабский географ Эдризи (XII век). Более подробные сведения дает Герберштейн в XVI в. В это время и после Уральские горы носят название Земной Пояс, Каменный Пояс, Поясовой Камень. Эти названия употребительны еще и теперь в пермской части хребта. Название «Урал» (пояс) применялось собственно только к Южному Уралу. Средний Урал назывался Камень, а Северный Урал — Югры. По мере знакомства с горами им приписывали пограничное между Европой и Азией значение.

Первое подробное описание хребта было дано Германом в 1789 г. В 1841 г., описание всего Урала дал Щуровский.

Уральская горная система начинается на севере возвышеностями Новой Земли, протягивается через остров Вайгач и переходит на материк в виде хребта Пайхой. Собственно Урал начинается от Константина Камня.

Со временем Германа Урал делится на три части — Северный, Средний и Южный. Северный Урал тянется от Константина Камня на $68^{\circ}29'$ до г. Ишерим на $61^{\circ}4'$ сев. ш. Близ южной границы Северного Урала отделяется на СЗ Полюдов кряж, идущий на соединение с Тиманом. На $65^{\circ}30'$ от Урала отходит кряж Чернышева, пересекающий р. Усу и идущий затем в Большеземельскую тундру в виде кряжа Адак. По указанию Чернова, несколько южнее кряжа Чернышева от Урала отходит еще один кряж, параллельный Тиману, но о нем пока нет сведений. Средний Урал доходит до г. Юрмы ($55^{\circ}10'$) а южный до реки Урала. Общая длина хребта равна 2400 км. Ширина хребта невелика и колеблется от 50 км (северный и средний) до 150 км (южный). Высота гор также невелика: в среднем она колеблется от 365 до 465 м, но отдельные вершины превышают 1000 м. Простижение хребта в общем близко к меридиональному. В северной части до г. Сабли оно имеет СВ направление, далее до г. Юрмы идет почти по меридиану, а южнее Юрмы снова отклоняется на ЮВ.

Архангельский считает возможным выделить в хребте несколько частей, имеющих форму дуг, обращенных выпуклостью на запад. Первая из дуг, северная, образована горами Новой Земли, Вайгача и Пайхоя. Вторая дуга, более длинная и пологая, начинается у юго-восточного конца Пайхоя и оканчивается против Уфимского плато. От третьей дуги сохранилась только северная часть, средняя скрыта под меловыми и третичными отложениями Чегана и Приаралья, а южная часть лежит уже в системе Тянь-шаня. Такое строение

объясняется наличием двух подземных выступов докембрийских пород. Один из них находится в Большеземельской тундре, в нижнем течении Печоры, а второй под Уфимским плато. В промежутках между ними уральские складки оказываются вдавленными дальше на запад. В местах резких перегибов простирания на выпуклой стороне ответвляются пучки складок.

Уральские горы, по Архангельскому, когда-то соединялись с западным Тянь-шанем. От этого соединения в настоящее время сохранился только Арабо-Кизылкумский меловой вал. Карпинский отметил, что по западному склону Урала интенсивность дислокаций падает по мере движения к югу. То же показал Тихонович для бассейна Ори и Тобола, но тем не менее нельзя считать Мугоджары окончанием Урала. Это видимое окончание вызвано только эрозионными процессами и тектоническими опусканиями, но отнюдь не затуханием складчатости.

Различие в крутизне склонов восточного и западного резко бросается в глаза. Восточный склон резко сменяется Западно-сибирской низменностью. Западный склон пологий и постепенно переходит холмистыми предгорьями в равнины Европейской части. Поэтому Уральский хребет следует считать частью Европейского материка. Причиной указанных различий в склонах является различный ход мезозойской и особенно кайнозойской истории Урала, когда восточный склон подвергся сильной абразии со стороны Западно-сибирского моря.

Уральский горный хребет возник в артинское время. В девонском и каменноугольном периоде на его месте находились части низменной суши, вероятно, группы островов и мелей среди открытого моря. В районе восточного склона шла усиленная вулканическая деятельность, давшая выходы порfirитов, туфов, диабазов. Энергичное образование Урала начинается в пермском периоде. Сдвиги и денудация были причиной появления гнейсов и других глубинных пород, обломки которых впервые появляются в конгломератах переходных пермо-карбоновых (аргинских) слоев.

По геологическому составу Урал распадается на шесть полос, сменяющих одна другую при движении с запада на восток. Первая полоса состоит из палеозойских осадочных пород западного склона, в свою очередь распадающихся на пермскую, каменноугольную, девонскую зоны и зону сильно измененных пород, в том числе характерных кварцитов, принадлежащих, вероятно, силуре. Вторая полоса слагается кристаллическими сланцами, частью палеозойского возраста, частью более древнего. Третья полоса, особенно характерная для Урала, состоит из основных изверженных пород (габбро, пироксениты, дуниты), тянущихся крупными массивами в пределах Северного и Среднего Урала и смещающихся в Южном Урале мелкими массивами змеевиков и перидотитов. Четвертая полоса слагается излившимися породами и их туфами, а также сланцами силура, девона и нижнего карбона. Восточные выходы палеозоя по составу не сходны, однако, с породами того же возраста на западном склоне, вследствие чего наличие их не свидетельствует о симметрии в строении хребта. Пятая полоса слагается гранитами и гнейсами, выходящими из-под третичных пород восточного склона в северной части Среднего Урала. Шестая полоса состоит из сильно метаморфизованных, дислоцированных палеозойских пород, прорванных различными изверженными породами. Эта полоса прикрывается третичными отложениями Западно-сибирской равнины. Западные полосы прослеживаются на всем протяжении хребта, восточные же наблюдаются только в средней и южной частях. При движении с запада на восток породы шестой зоны опускаются все глубже, не меняя состава. Это указывает, что уральская система некогда распространялась далеко на восток.

Тектоника Урала до недавнего времени считалась очень простой, но новые данные обнаружили здесь значительные усложнения. Местами, действительно, наблюдается только правильная складчатость (бассейн р. Косьвы, области к югу от Уфимского плато). Но в других областях были обнаружены более резкие дислокации в виде изоклинальных и опрокинутых складок, надвигов и сбросов. Максимальной сложности нарушения достигают у южного конца Уфимского плато (массив Карагатау). Интенсивные нарушения наблюдаются также в бассейнах рек Нейвы, Пышмы и Исети, где мелкие складки, часто опрокинутые на восток, разбиты многочисленными сбросами меридионального направления, по которым выступают диабазовые дайки. Сильные деформации наблюдаются также в бассейнах Аята, Уя и Тобола. Основные черты строения Урала определяются, однако, не складчатостью, а продольными сбросами и надвигами. При этом на восточном склоне преобладают радиальные дислокации, а для западного склона характерно чешуйчатое строение.

Свообразную геологическую структуру хребта Архангельский объясняет наличием надвигов. Он различает на Урале аутохтонную и аллохтонную части. К первой относится часть западного склона, более или менее широкая. Аллохтонная полоса обычно начинается с кварцитов, но нередко проходит и западнее, так что не только силурийские, но и более молодые породы оказываются сорванными с оснований. Аллохтонная полоса состоит, повидимому, из трех чешуй — кварцитов, кристаллических сланцев докембрия и всех пород, расположенных далее к востоку. Эти покровы не являются, однако, шарьяжами, а представляют покровы складывания, возникшие в процессе складкообразования в жесткой глыбе. Серия таких надвинутых покровов имеется на границе Северного и Среднего Урала, в бассейнах верхней Печоры, Уны, Вишеры и Косьвы. Такие же надвиги наблюдаются в области, расположенной против Уфимского горста, в южных частях южного Урала и в северной части Мугоджар (Каргалинские горы). Надвиги в районе Уфимского горста Кузнецовых и Захаровых объясняют сопротивлением, которое горст оказывал надвигающимся с востока складкам. Для Среднего Урала характерны смятие и сближенность складок. В верховьях Печоры начинается расщепление Уральских складок, расходящихся в виде более простых складчатых комплексов — Тиман, Новая Земля.

Формирование рельефа Урала контролировалось тремя базисами эрозии, колебания которых происходили независимо друг от друга. Эти базисы суть Каспий, бассейн Западно-сибирской равнины и Баренцово море. Два последних базиса в эпохи оледенения временно выходили из строя. Поэтому древние поверхности выравнивания не могут быть однородными и одновозрастными. Для Северного Урала Варсонофьевым намечает четыре древних поверхности. На Среднем Урале встречаются только две поверхности, иногда даже одна. На Южном Урале наблюдаются три поверхности, которые, возможно, представляют части одного пенеплена, приподнятые на различную высоту.

Для дальнейшего описания необходимо разделить Уральскую горную полосу на геоморфологические области. Я предполагаю пользоваться своей схемой, которая, конечно, является еще очень несовершенной и в будущем, несомненно, должна подвергнуться существенным изменениям. Я выделяю 19 областей: 1) Пайхой, 2) Полярный Урал, 3) Северный Урал, 4) восточная полоса увалов Северного Урала, 5) западная полоса увалов Северного Урала, 6) область парм, 7) Полюдов кряж, 8) Средний Урал, 9) восточные предгорья Среднего Урала, 10) Восточно-уральская равнина, 11) западные предгорья Среднего Урала, 12) Ильменские горы, 13) восточные предгорья Южного Урала, 14) хребет Ирендык, 15) Губерлинские горы, 16) Южный Урал, 17) западные предгорья Южного Урала, 18) Уфимское плоскогорье, 19) Мугоджарские горы.

Пайхой идет от Югорского Шара на ЮВ до долины р. Кары, которая и отделяет его от Урала. Зюсс, Бубнов и другие геологи полагают, что Пайхой представляет только ответвление, подобное Тиману, которому Пайхой параллелен (рис. 34).

Сложен Пайхой в основном туффитами и порфиритами докембрия. На этой эозойской толще несогласно налегают верхнекембрийские песчаники и силурийская свита, состоящая из мергелей, глинистых сланцев, известняков и доломитов. Вся древняя толща пронизана интрузиями диабазов и перекрыта четвертичными отложениями.

Орографически Пайхой с Уралом не связан, а отделен болотистой тундрой до 45 км шириной. Высота его редко превосходит 300 м, но так как он граничит с низменной тундрой, то кажется довольно высоким. Он не является сплошным хребтом, а распадается на несколько вытянутых гряд с округлыми вершинами, из которых наивысшая — Савайбей — достигает 450 м. Другая высшая точка — Морепай — имеет высоту 380 м.

Ливеровский, исследовавший эту местность в 1931 г., указывает, что Пайхой в сущности является мелкосопочником, а не кряжем. В центральной части его возвышаются отдельные каменные гребни, высотою от 10—15 м до 100—150 м над окружающей местностью. Промежутки между гребнями имеют слабоволнистый равнинный характер. Это — выровненные морскими трансгрессиями, плохо дренированные пространства, покрытые громадными осоковыми болотами. Ливеровский отмечает также, что моренные гряды Большеzemельской тундры (мусюры) очень часто превосходят по высоте и величине гребни Пайхоя.

В геоморфологическом отношении он выделяет здесь три района.

- 1) Северный Прикарский район Пайхойских гребней коренных пород, между которыми находятся слаженные пространства, образованные донной мореной и четвертичными морскими осадками; изредка встречаются холмы-останцы.
- 2) Район р. Ою (Великая) — слаженная заболоченная страна с глубокими ущельями рек, с карстовой гидрологией, сформированная на мягких глинистых сланцах и доломитах силура, перекрытых четвертичными наносами.
- 3) Район Хабарова, сложенный в основе теми же породами, но четвертичный нанос сильно размыт трансгрессиями.

Дементьев, работавший в пределах Пайхоя в 1932 г., выделяет в области западных склонов три морфологических полосы. Первая полоса, занимающая СВ часть, представлена отрогами Пайхоя — Паэ-Дая-хой и другие горы — по водоразделу р. Великой и рек, текущих в Хайпудырскую губу. Из них хребет Паэ-Дая-хой представляет полосу округлых сопок до 150 м отн. выс. Он сложен кварцито-глинисто-сланцевой свитой палеозоя, слабо поддающейся размыву. Преобладают процессы физического выветривания, создающие многочисленные россыпи и каменные полигоны по склонам. Оледенение оставило здесь следы в виде цирков, трогов, курчавых скал и конечных морен. К западу от этого хребта находится ступенчатый склон к морю, образующий вторую полосу. Нижняя ступень этой полосы находится на высоте 25—30 м, верхняя на высоте 110 м. Образование ступеней должно быть связано с морскими трансгрессиями, причем нижние ступени до высоты 70—80 м относятся к последнедниковому времени, а верхние — к доледниковому (третичные или даже мезозойские). Поверхность этих ступеней представляет сочетание равнинных и холмистых ландшафтов. На равнинах развиты бугры и медальонная тундра, много мелких плоских озер. Холмы, насажденные на древний рельеф ступеней, сложены рыхлыми ледниковыми и

морскими отложениями. Широко развиты делювиальные процессы в связи с оползнями и плыунами. На известняках наблюдаются карстовые формы. Третья полоса идет вдоль морского побережья и по долине р. Карагатахи. Это — плоская низина, покрытая озерами и болотами и образующая несколько террас, из которых хорошо выражены только 2—3-метровая и 10—12-метровая. Берега Хайпудырской губы имеют аккумулятивный характер с косами, месяями и береговыми валами. Берега Югорского Шара — абразионные, каменистые и обрывистые.

Резкий изгиб Пайхоя относительно Уральского хребта обычно объясняют существованием жесткой глыбы кристаллических пород под Большевемельской тундрой. Это предположение не подтверждается последними исследованиями.

Полярный Урал начинается в 40 км от берега моря кряжем Миницей и оканчивается на полярном круге. Самая северная точка носит название Константина Камня (450 м), но самой высокой вершиной является гора Кузнецовых (760 м). Кряж сложен кварцитами (рис. 34).

К востоку от хребта, в Обской тундре встречаются выходы коренных пород в виде малозаметных гребней. Гребни сильно разрушены выветриванием, так что больше похожи на каменные реки. По выражению Баклунда, гребни как бы затонули в тундре.

Горная область в верховьях рек Ханема и Харева названа Эрманом Обдорскими горами. По Баклунду, эти горы образовались из абразионного плато путем ледникового расчленения. Корытообразные долины и кары впоследствии были в значительной мере преобразованы водной эрозией, но все же следы ледниковой деятельности сохранились, особенно в верховьях долин. Несмотря на значительное развитие оплывин (*solifluction*) местами сохранились остатки первичной поверхности в виде небольших площадок на конических вершинах.

Далее на юг хребет повышается, достигая в вершине Гнетю, или Нетюпай, 1300 м высоты. К западу от этой горы берет начало р. Кара, долина которой отделяет Урал от Пайхоя. Южнее хребет повышается и достигает 1457 м высоты на вершине Пайяр. Затем хребет вновь понижается, утрачивает скалистый вид и приобретает более мягкие очертания. Местами он распадается на две, на три параллельных гряды, разделенных продольными долинами. Такую восточную гряду в верховьях р. Войкара Гурский назвал Малым Уралом. Это же название Городков распространяет и на северное продолжение гряды в верховьях р. Соби. Малый Урал сложен, главным образом, габбро, образующим россыпи по вершинам и склонам. По мере движения к западу высота Малого Урала увеличивается, но не превосходит 400 м. От Большого Урала он отделяется широкой долиной.

В отличие от пологих сопок Малого Урала рельеф Большого Урала представляется резким: повсюду видны острые гребни и пики, хребты прорезаны долинами и каррами, на них имеются ледниковые террасы, вершины покрыты огромными россыпями каменных обломков и скал. Хребет здесь сложен сланцами и перидотитом. Лощины и ущелья зимою заполняются снегом, сугробы которого доходят до 10 м толщины и сохраняются все лето. На западном склоне вследствие большей влажности снег выпадает осенью раньше, чем

на восточном склоне, и дольше здесь задерживается весною. Огромное развитие россыпей объясняется морозным выветриванием, идущим здесь весьма интенсивно благодаря наличию снеговых сугробов. Размеры и формы глыб, составляющих россыпи, зависят от характера той сети трещин, по которым проникает в породу вода. Трещины эти могут образовываться по плоскостям напластований и сланцеватости, по направлению диаклас и других тектонических трещин. По наблюдениям Варсонофьевой, сланцы дают плоские глыбы, кварциты — крупные параллелепипедальные и ромбоидальные куски, габбро и диабазы — остроугольные обломки небольших размеров, граниты — плоские и прямоугольные, очень крупные глыбы.

Алешков приписывает россыпям древний возраст, относя их возникновение к ледниковой эпохе. Современное их выветривание сводится, по его мнению, к почвообразованию. Разрушение пород идет сейчас очень замедленно вследствие того, что большую часть года горы покрыты снегом, который играет консервирующую роль и предохраняет породы от выветривания. Но ведь снег лежал еще более мощным покровом и во времена оледенения. Поэтому в объяснении Алешкова является непонятным, почему снеговой покров в то время не имел защитной роли.

На поверхностях, богатых мелкоземом, развивается пятнистая тундра, возникающая, по мнению Городкова, под влиянием зимних ветров, сдувающих с открытых мест снеги разевающих сухой замерзший растительный покров и мелкозем. На слегка наклонных поверхностях тундра становится ступенчатой вследствие сплавления мелкозема во время дождей и таяния снега.

На вершинах гор поверхность скована вечной мерзлотой, вследствие чего здесь широко распространены структурные почвы (*Polygonboden*), наличие которых Варсонофьева отмечает на всех вершинах с высоты 700 м. Химическое выветривание здесь сильно замедлено. Ниже 400 м оно усиливается, но и морозное выветривание, а также и органическое играют роль. Механическое действие корней растений и химическое растворение по трещинам создают и здесь каменные россыпи. На известняках имеет место карстовый процесс. Характер выветривания зависит от неодинаковой стойкости пород, обусловленной химическим составом, структурой, текстурой, крупностью зерна и так называемой внутренней поверхностью, т. е. системой трещин, пронизывающих породу. Это создает большую стойкость тонкозернистых, однородных, слабо перебитых, трещинами кварцитов сравнительно с менее однородными гранитами и серицита-кварцитовыми сланцами, обладающими большой внутренней поверхностью.

Северный Урал простирается от полярного круга до г. Ишерим (рис. 34). Малый Урал, о котором говорилось выше, в верховьях р. Сыни-Обской представлен обособленными грядами Лаптапай и Нардоменпай. Южнее, в верховьях р. Ляпина, Малый Урал прекращается, сливаясь с Большим Уралом. Этот последний на широте 65° состоит из двух хребтов — Народо-Итынского на востоке и Исследовательского на западе. Исследовательский хребет отчетливо обособлен с востока и расчленен глубокими поперечными долинами. Горные гребни, составляющие хребет, образуют клинообразные, трудно-

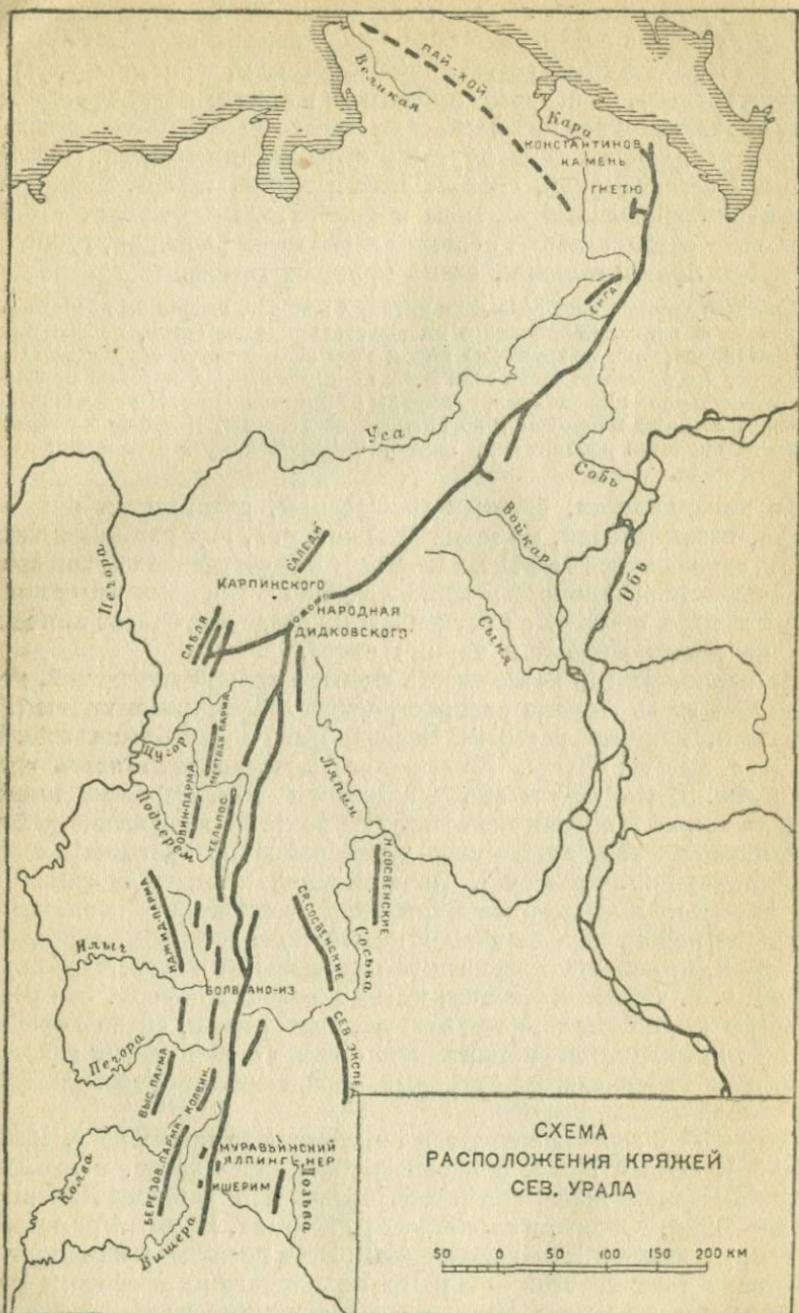


СХЕМА
РАСПОЛОЖЕНИЯ КРЯЖЕЙ
СЕВ. УРАЛА

Рис. 34.

доступные отроги. Хребет сложен кристаллическими сланцами, зажатыми в более устойчивые кварциты, гнейсы и граниты. К выходам сланцев приурочены продольные долины. Этот хребет оказался наиболее высоким в системе Урала. Здесь насчитывается до десяти вершин с высотами от 1600 до 1800 м. Среди них гора Народная

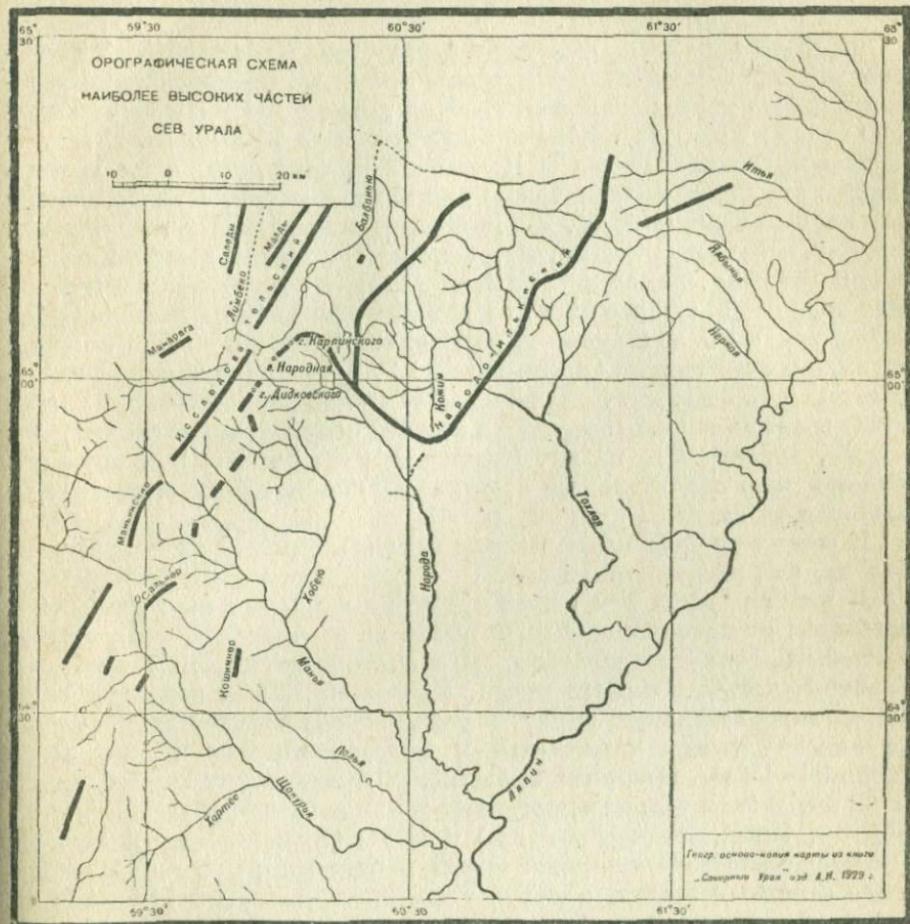


Рис. 35.

(1885 м) является наивысшей точкой всего Урала, превосходя считавшуюся доселе наивысшей г. Телпос-из на 191 м. Кроме того, здесь имеются гора Карпинского 1780 м и гора Дидковского 1750 м, также превосходящие по высоте Телпос. Средняя высота хребта, по Алешкову, от 1300 м до 1400 м. Местами по этому кряжу проходит главный водораздел (рис. 35).

Народо-Итынский кряж обособляется в верховьях р. Кожима и несет на себе главный водораздел, достигая высоты 1400 м. Он имеет вид скалистого хребта с пирамидальными вершинами. Ледниковые

долины рассекают его на отдельные группы и цепи гор. Кряж сложен амфиболитами, сланцами, диабазами и гнейсами. Хотя вся сеть долин и ущелий разработана бывшими здесь когда-то ледниками, тем не менее она, по Алешкову, является предопределенной выходами пород различной стойкости. Речная сеть здесь является весьма молодой, а поэтому и работа ее еще мало сказалась. Большинство рек берет начало в каровых озерах.

На 65-ой параллели отходит к западу гора Сабля (1648 м), соединенная с Уралом тремя поперечными кряжами. Этот массив представляет собою меридиональный гребень длиною в 15—16 км и ширинею от 3 до 7 км. На гребне насчитывается до 14 вершин. К западу массив круто спускается к Печорской низменности, а на востоке склоны его представляют собою ряд мелких каров, соединяющихся в большие сложные кары. Здесь в одном из каров Алешков открыл в 1929 г. небольшой ледник, общей длиною до 1 км, названный им ледником Гофмана. Впоследствии было открыто еще несколько небольших ледничиков, так что число их доходит уже до 12, причем на Сабле находится семь ледников, в районе г. Народной — 5. Площадь, занимаемая ледниками Сабли, равна 1,37 кв. км, а ледниками г. Народной — 0,32 кв. км. Большинство ледников карового типа. Расположены они на северо-восточном и восточном склонах, за исключением одного, обращенного на юг. Континентальность климата, крутизна склонов и незначительная ширина являются препятствиями для накопления снега.

К северу от Сабли тянется ряд параллельных Уралу хребтов — Саледь, Об, кряж Чернышева.

К югу от Сабли Урал идет прямо на юг двумя параллельными хребтами, из которых западный выше, но водораздельным является восточный. Как исследователи, так и местные жители под названием Главного хребта, Земного пояса, Поясового Камня подразумевают всегда водораздельную гряду, в большинстве случаев уступающую по высоте другим параллельным грядам. Ширина Урала здесь около 35—50 км, а ширина продольных долин между хребтами от 5 до 12 км. В этих долинах протекают верхние части притоков Печоры (Щугор, Илыч, Подчерем и др.) и Камы (Вишера и др.). Пройдя некоторое расстояние продольными долинами, реки прорываются через западный хребет, образуя поперечные долины и разрывая на части как западный хребет, так и многочисленные хребты предгорий — Мертвую парму, Овин-парму, Иджид-парму, Высокую парму и другие плосковершинные хребты-пармы.

Реки восточного склона также разбивают его на ряд массивов, которые имеют вид плосковершинных плато, округлых или овальных, вытянутых меридионально с небольшой покатостью на восток. Долины здесь широкие с пологими склонами.

В то время как к северу от Сабли Урал представляет собою голый, каменистый, лишенный растительности хребет, южнее Сабли он одет густыми хвойными лесами.

На 64-й параллели в западном хребте возвышается гора, носящая взырянское название Телпос-из (камень ветров) или Непуби-ур (ка-

менная женщина). Гора состоит из двух острых и скалистых вершин (1550 м и 1694 м), между которыми находится озеро. Гофман и Федоров называют Тельпос-изом хребет, идущий от р. Подчерема до р. Щугора, но местные жители называют этим именем только северную, самую высокую часть хребта, а остальную часть зовут Сёд-из (черный хребет). Гора сложена темнокрасными кварцитами и конгломератами (рис. 36).

В южной части бассейна Илыча Уральский хребет носит название Коренной Поясовой Из или Коренной Урал. Он разбит поперечными долинами на отдельные отрезки, из которых выделяются Пас-нёр, Петрушка-из или Яныквот-нёр 1130 м и Петрунь-из или Маньквот-нёр. Хребет Яныквот-нёр имеет узкую плоскую вершину, на которой местами выступают гребешки, возвышенности и остатки древних долин. Вершина вытянута с севера на юг, обнаруживает широтные прогибы, которые или связаны с древним размывом или обусловлены современной эрозией. Высшая его точка Нинчур (1129 м), а также и другие пункты сохранили остатки древних долин, которые во времена оледенения превратились в троги.

Далее к югу идут пониженные части хребта, имеющие высоту в верховьях Вишеры только 450 м. Новое повышение имеем под широтою $61^{\circ}15'$ в виде горы Яльпинг-нёр (недоступная, проклятая), достигающей высоты 1400 м, и массива Муравынского Камня или Хусёйка (1457 м). Обе эти вершины принадлежат западному хребту.

Во многих местах Северный Урал понижается и даже прерывается узкими и плоскими поперечными долинами, в которых притоки Оби и Печоры очень близко подходят друг к другу. Существование подобных долин не раз давало повод к проектированию Обь-Печорского канала (Войкара — Уса, Сарт-Юган — Сарт-Ю, Аонгой-Юган — Собь).

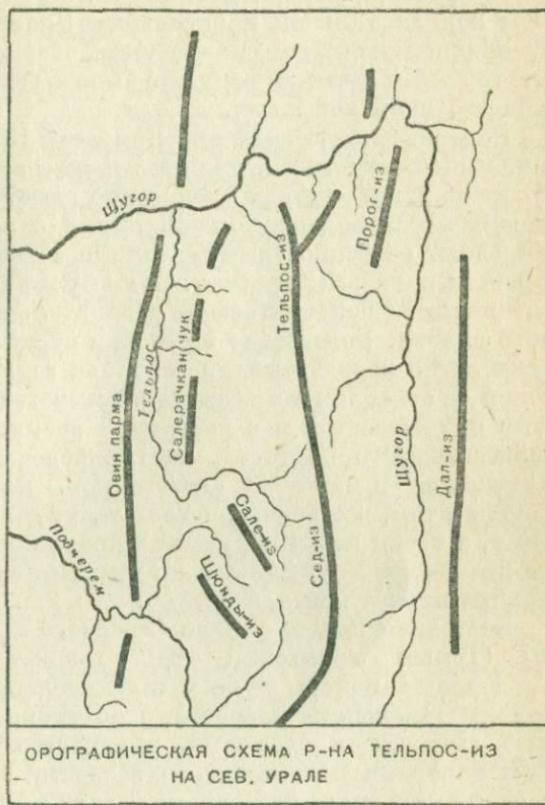


Рис. 36.

В таком понижении проходит и Сибириковская дорога, соединяющая верховья р. Ляпина (бассейн Оби) и верховья Щугора (бассейн Печоры). Федоров отмечает, что чередование повышенных и пониженных поперечных полос Урала происходит примерно через каждые 100 км, причем эта полосчатость имеет ВСВ направление. Существование таких понижений Федоров объясняет тектоническими процессами, имевшими место или одновременно с образованием Уральского хребта, или даже раньше его. Он объясняет это тем, что на общем меридиональном простирании Уральских хребтов поперечные дислокации почти не сказываются. Кроме того, они не проявляются вне горной области, что должно было бы быть, если бы они были позднейшего происхождения.

Водораздельное значение Поясовой Камень получает только на коротком протяжении, причем нередко водораздельная линия проходит на какую-нибудь совершенно незначительную возвышенность. Перемещение водораздельной линии с востока на запад Федоров объясняет особенностями тектоники Урала. Размыт сильнее сказался на восточных хребтах. Поэтому верховья рек западного склона возникали на большей высоте сравнительно с верховьями рек восточного склона. Вследствие этого при отступании верхний восточные реки легко перехватывали верховья западных рек, лишая их притоков и ослабляя тем самым размыт западного склона. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Помимо этого постоянно действовавшего процесса, на распределении вод сказалось также оледенение и наличие известняков. Влияние карста обнаруживается в том, что водные потоки текут долгое время подземными путями, а потом после обрушения кровли появляются на поверхность на дне глубоких ущелий. Благодаря этому долины получают иногда крайне прихотливый характер.

Восточная полоса увалов Северного Урала. Начиная от р. Сосьвы (Тольи) Уральский хребет может быть разделен на три продольных полосы — восточную полосу увалов, сложенную породами девонского возраста, собственно горную полосу, сложенную гнейсами и сланцами, и западную полосу увалов, сложенную породами палеозойского возраста. Самой крайней восточной грядой будет гряда по правому берегу р. Лозьвы. Эта гряда сложена мягко очерченными увалами, не поднимающимися выше 600 м. К северу гряда постепенно сменяется холмами, сливающимися с равниной. Реки, стекающие с Урала, прорезывают полосу увалов глубокими скалистыми поперечными долинами, разделяя ее на ряд вытянутых меридионально возвышенностей — Таму-нёр, Хумбур, Сора, Песа, М. Шемур (Черные горы). Породы, слагающие восточную полосу увалов, весьма сложно дислоцированы, чередуются с толщами излившихся пород и прорезаны жилами и массивами интрузий, преимущественно диабаза. К северу палеозойские породы постепенно выклиниваются, накрываясь осадками юрских и меловых трансгрессий. К востоку на севере имеются увалы, сложенные древними моренами. Эти увалы Федоров назвал увалами Северной экспедиции (по водоразделу между рр. Леплей и Тапсией). Увалистая полоса резким

уступом отделяется от Сибирской равнины, которая местами глубоко вдается в область увалов.

Далее к западу проходит вторая полоса поднятий, представленная рядом меридиональных гряд, из которых ближайшая носит название Восточной Предуральской и подобно Лозьвинской распадается на отдельные звенья. Она тянется гораздо дальше на север, доходя до верхний рр. Маны и Лепсии, но северные ее части невысоки и имеют характер холмов или увалов. Более отчетливое выражение гряда получает только начиная с Сосьвинского Молебного Камня (Тайт-Яльпинг-нёр — 768 м), сложенного сиенито-гнейсом. Он расположен в развилике между Большой и Малой Сосьвами. С него открывается широкая панорама лесисто-болотистой страны с многочисленными озерками, из которых многие находятся в стадии затопления. Следующими звеньями, отделенными друг от друга притоками Лозьвы, будут Томрат, Лосем-ур, Хой-эква (680 м), Чистоп (1280 м), Лais (701 м), Кошма (722 м), Кент-нёр. Некоторые из этих хребтов являются парными. Так, параллельно Лосем-ур идет Чахл-нёр, Чистопу соответствует гора Пакна (1141 м), отделенная от него размывом, Лaisу — Салатим, Кошме — Тумп-саль.

Так как пониженные части между массивами сложены теми же породами, которыми сложены и возвышенности, то упомянутые горы являются частями одного хребта, распавшегося благодаря эрозии на отдельные звенья.

Вершины всех гряд не имеют характерных очертаний, являясь грудами каменных обломков. Только Чистоп выдигает обнаженный гребень с наивысшими точками на западе. Район этого массива, а также и Хой-эквы, по описанию Молдаванцева, является наиболее гористым участком Восточной Предуральской гряды. Чистоп сильно изрезан во всех направлениях глубокими долинами. Массив Хой-эква является изолированной конусообразной сопкой с пологими склонами. Оба массива сложены, главным образом, габбровыми породами. Многочисленные пологие и широкие долины, глубокие и широкие седловины, обилие россыпей, эрратические валуны и другие признаки позволяют Молдаванцеву высказать предположение о существовании здесь некогда местных оледенений, причем направление ледников было с востока на запад, а длина их доходила до 25—30 км. По наблюдениям того же автора, в долинах Лозьвы, Ушмы и Ташемки имеются следы древних террас на высоте 20—30 м.

Характер речных долин восточного склона имеет, по Федорову, ряд особенностей. Верховья долин имеют здесь большую крутизну и поперечный характер. По выходе из увалистой полосы реки теряют свой горный характер и текут медленно. В связи с легкой размываемостью известняков, диабазовых туфов и диабазов, долины нередко превращаются в ущелья. В районах твердых пород долины становятся широкими. Некоторые реки (Ивдель, Тальтия) в широких частях своих долин разбиваются на протоки, которые иногда заканчиваются слепо в лесу. Летом у этих рек пересыхает даже главное русло. Повидимому, здесь происходит просачивание воды в галечники и известняки. Реки Лозьва и Сосьва ча-

сто меняют свои русла, вследствие чего террасы их плохо сохранились.

Западная полоса увалов Северного Урала. На запад от Поясового Камня проходит широкая полоса высоких гор, в которой нет, однако, рельефно выделяющихся меридиональных горных гряд. Здесь можно различать горную цепь западного склона и Западную Предуральскую горную гряду. К первой принадлежат, начиная с юга, Мортайский Камень, Замочный и Вольховочный Камни (1137 м), Ишерим (982 м), Молебный Камень, Муравыинский Камень (Хусейк — 1240 м), Вишерский Камень (Лу-нёр — 1027 м), Яны-Емти (1048 м), длинный водораздельный хребет Оше-нёр (1036 м). Далее на север идут размытые хребты: скалистый Поримонгит-ур (Пурминский Камень — 1048 м), горный узел Лундхузаб (1067 м), где берут начало Лозьва, Сосьва, Печора и Иоума, покрытый россыпями Койп (1131 м), Яны-пупу-нёр и Мань-пупу-нёр (Болвано-из — 869 м). Эта горная полоса сложена кристаллическими сланцами. Рельеф здесь находится в зависимости от тектоники, так как сланцы падают на восток, но по мере приближения к гребню падение становится более пологим и сменяется даже горизонтальным залеганием. Вертикальная отдельность способствует выделению причудливых вершин в виде столбов (болваны).

Болвано-из является южным началом Иласского Поясового Камня, который тянется к западу от Коренного и отделен от него широкими продольными долинами. Высота кряжа в отдельных вершинах колеблется от 660 м до 800 м. Постепенно понижаясь, Иласский Камень сходит на нет и теряется в виде незначительных увалов на 63° с. ш. В некоторой части он служит водоразделом.

К западу от хребта Болвано-из уже идет равнина, и горная часть оканчивается. Но севернее появляется новый меридиональный кряж, начинающийся вершиной Торре-Порре-из или Монинг-Тумп (700 м). Вершина этого хребта представляет причудливые развалины, напоминающие разрушенный город. Обрываясь на севере к долине р. М. Ляги, Торре-Порре продолжается за этой рекой в виде «чург», мягко очерченных лесистых возвышенностей с небольшими пятнами голызов. Постепенно повышаясь, ряд чург оканчивается на севере высокой шатрообразной вершиной Сотчем-иоль-иза или Савко-нёр (1149 м). Далее за р. Нерим идут незначительные возвышенности, соединяющие Иласский Камень с Нерим-изом, или Ян-Хартумп, принадлежащим уже четвертой западной гряде.

К северу от 63-й параллели обособляется широкий и длинный хребет Мань-Хан-Хам-нёр (780 м), принимающий на себя роль водораздела, сильно изрезанный с обеих сторон. Далее на север идут массивы: Турман-иол, Турып-я, Безымянный кряж, Макар-из и др., также сильно расчлененные. Высоты их колеблются в пределах 800—950 м. Варсонофьев называет всю эту систему Центральным кряжем.

К западу от Макар-иза возвышается Кожим-из или Лу-нёр (1267 м). К югу от него лежат хребты Кычиль-из (1000 м) и Яны-Хамбу-нёр (1100 м). Эти массивы Варсонофьева называет Западным крикем. Он представляет западное крыло антиклинали и сложен слюдяными кварцитами и серицито-кварцитовыми сланцами. Вершины кряжей представляют груды развалин. Центральный кряж сложен различными породами, среди которых встречены серицито-кварцитовые сланцы, габбро и др. Из них наиболее стойкими при процессах выветривания (морозного) являются кварцитовые сланцы, кварциты и габбро, образующие благодаря этому высокие хребты и вершины. Иласский Камень сложен слюдисто-кварцитовыми породами. Те же породы слагают и Коренной Камень. Неза-

висимо от состава пород, почти на всех хребтах и массивах наблюдаются нагорные террасы в виде то громадных ступеней в 30—50 м высотою и в 250—500 м шириной, то з виде уступов в 5—10 м высотою. Число террас и их абсолютный уровень бывают различны на разных склонах одной и той же вершины. Они часто выклиниваются, не охватывая всей вершины. По наблюдениям Варсонофьевой, террасы сложены из грубого обломочного материала, не несущего никаких следов водной обработки, и расположены исключительно в области осипей, выше границы леса. На восточном склоне кварцитового хребта Яны-Хамбунёр хорошо сохранились кары, а на западном — ясно выраженные троги. Это свидетельствует, что во времена оледенения, как и теперь, западные склоны были более влажными. По мнению Варсонофьевой, ледники последнего оледенения здесь были небольшие и скандинавского типа. Рельеф вершин мало способствовал образованию альпийских ледников. Вершины в большинстве случаев плоские, мягко очерченные. К северу оледенение должно было быть более значительным, но сплошного ледяного покрова все-таки не было.

Характеризуя орографию Урала в этой части, Варсонофьева указывает, что рельеф здесь обусловлен прежде всего процессами выветривания и речной эрозией. Характерны длинные меридиональные участки долин главных рек и их притоков (верхняя Печора, верхний Илыч, верхняя Иджидляга, верхняя Ичедляга). Меридиональные долины выделяют меридионально вытянутые кряжи, из которых резко выражены те, которые сложены однородными породами (Квот-нёр, Пас-нёр и др.). Кряжи в свою очередь расчленяются широтными долинами и частью распадаются на отдельные массивы и вершины. Поворот рек к западу и прорыв их через хребты создают большие широтные долины (Печора, Елма, Унья), которые выделяют широтные же массивы.

Долины этого края имеют явно ледниковый характер. Верховья их разработаны гораздо слабее, чем нижние части. Варсонофьева объясняет это тем, что верхние части долин находились дольше под покровом льда и фирна.

Возвышенности хребтов являются зачатками островных гор. Вершины Сосьвинского Яльпинг-нёра и Няйского Яльпинг-нёра (Нёройко), Нёр-эква и Хой-эква представляют уже настоящие островные горы. Наоборот, массивы Мань-емти и Яны-емти являются примером редких нерасчлененных возвышенностей. Вершины их плоские и ровные, особенно в центральной части Мань-емти, где расстилается однообразная равнинная тундра. Кое-где на этих плоских вершинах поднимаются невысокие гребешки и конусы более устойчивых пород или остатков водораздельных гребней между древними долинами, мягкие очертания которых могут быть прослежены на вершинах. Современная эрозия роет на дне этих долин новые, вложенные. Следы этих долин являются остатками древней эрозионной сети.

Западная Предуральская гряда состоит из хребтов: Кыринский Камень, Юбришкин — 951 м, Пропашинский — 437 м, Чувальский — 927 м, Каюк — 844 м, Кыроксар — 948 м, Лиственничный — 1305 м, Тулымский — 1439 м, Медвежий — 771 м, Лопынинский. Последний имеет простиранье с СВ на ЮЗ, представляя таким образом исключение. Еще более поперечный характер имеет лежащий к югу Березовый Камень (762 м), соединяющий Предуральскую

гряду с западной увалистой полосой меридиональных возвышенностей, покрытых лесом парм.

По описанию Варсонофьевой, Западная увалистая полоса в бассейне Ильиша представляет собою холмистую область, повышающуюся к востоку. На ней резко выделяются гряды: Высокая Парма и хребет, состоящий из массивов Шежим-из или Анкрип-нэр (750 м), Ляга-чугра, Валган-чугра и Эбель-из. К югу от Шежим-иза возвышается гора Тумбик и тянутся в меридиональном направлении невысокие возвышенностии, заканчивающиеся у Печоры. Вся эта меридиональная система сложена плотными кварцевыми песчаниками и глинисто-сертидовыми сланцами. Рельеф здесь определяется до некоторой степени тектоникой, затем процессами выветривания и речной эрозии. Кроме того, сохранились следы работы ледников и талых ледниковых вод. Влияние тектоники сказывается в том, что с появлением дислоцированных пород местность становится выше, а речные долины глубже и уже. Дислоцированность артинских и карбоновых пород проявляется в виде многочисленных складок, косых и опрокинутых к зпаду. Карбоновые известняки дают при выветривании живописные формы, распадающиеся по диагоналям на вертикальные плитообразные отдельности.

Следы оледенения весьма многочисленны. Изучение валунов показывает, что ледники первого оледенения двигались с северо-запада и с севера на восток, а ледники второго оледенения надвигались с востока в виде альпийских языков. Ледники последнего оледенения (вюрмского) не заходили далеко на запад и вообще были гораздо меньше ледников первого оледенения (рисского), имевших покровный характер. Тем не менее ледниковый покров не покрывал южных гряд Северного Урала. Это дает повод думать, что рельеф западных предгорий сформировался еще в доледниковую эпоху. Это была равнина, над которой поднимались отдельные возвышенные гряды, состоявшие из выходов более устойчивых пород. Реки имели широкие и мягко очерченные долины, которые после поднятия были углублены на 100 м. Во время оледенения древние долины были загромождены ледниковыми наносами и в настоящее время не везде от них освободились, так что новые реки текут иногда по вновь проложенным руслам.

Моренные образования западного склона могут быть прослежены до $61^{\circ}30'$ с. ш., а на восточном склоне до $58^{\circ}30'$. Ледники восточного склона, спускаясь на равнину, образовывали, вероятно, обширные покровы. Моренные отложения найдены в 450 км от хребта близ устья Иртыша. На западном склоне долинные ледники по выходе из гор упирались в самостоятельный ледниковый покров, надвигавшийся с Северного Урала, Пайхоя, Новой Земли и Тимана. В местах стыка ледников находятся обширные нагромождения морен со смешанным составом валунов западного и восточного происхождения.

Долины западного склона резко отличаются от долин восточного склона. Верховья их лежат на значительно большей абсолютной высоте, имеют более пологий уклон и преимущественно продольный характер. Горный характер рек удерживается на большом протяжении, даже по выходе из горной области. Прочность слагающих западный склон пород способствует образованию здесь широких долин. Уровень воды в реках подвержен быстрым и резким колебаниям в зависимости от дождей и таяния снегов. Водоразделы изобилуют болотами, из которых берут начало реки. В верховьях реки текут медленно, описывая многочисленные меандры. Наоборот, в нижнем течении долины превращаются в глубокие каньоны. Такое резкое различие Варсонофьева объясняет наличием уступа в продольном профиле реки. Этот уступ является базисом эрозии для верхних течений и обуславливает их особый характер. Вторичные базисы возникли или вследствие поднятия страны или вследствие структурных особенностей.

Западную увалистую полосу в бассейне Ильиша Варсонофьева делит на четыре геоморфологических области:

- Область горных гряд, сложенных кварцитами или кварцевыми песчаниками — Высокая парма, Шежим-из, Ляга-чугра, Валган-чугра, Эбель-из.
- Область развития известняков (к западу от Высокой пармы, долина между Высокой пармой и Чуграми, к востоку от Чугр). Здесь часто наблюдаются воронки, исчезающие реки и другие карстовые явления. Рельеф здесь в общем однообразный. Высота водораздела в среднем равна 200—250 м. Реки, врезанные в эту приподнятую равнину, образуют узкие живописные долины с крутыми обнаженными склонами.
- Илычская низина в меридиональном участке его течения, севернее Эбель-иза, снивеллированная ледниками и ледниково-вымыми водами.
- Артинская полуравнина с однообразным рельефом.

Варсонофьева считает, что горная полоса Северного Урала является центральной и горной возвышенностью, для которой западная и восточная увалистые полосы служат предгорными ступенями. В пределах Уральского хребта можно установить четыре эрозионных поверхности, расположенные на разных уровнях. Древнейшая из них отмечается площадками на вершинах Телпос-из, Сабли и др. Высота ее 1770 м. Вторая находится на высоте 1000—1100 м. Третья поверхность представлена широкими долинами и долинными равнинами на высоте 750—850 м. Четвертая поверхность отмечается системой глубоко врезанных долин на высоте 200—300 м. Каждая более низкая поверхность врезается в уступ более высокой посредством речных долин. Долины постепенно расчленяют уступ и создают сначала ландшафт островных гор, а потом и совсем уничтожают более высокую ступень. Система таких эрозионных равнин составляет то, что В. Пенк называл предгорной лестницей.

Область парм. С запада Урал сопровождается невысокими хребтами — Мертвой пармой, Овин-пармой и Иджид-пармой. Южным продолжением их является Высокая парма (747 м), которая начинается у р. Подчерема вершиною Тима-из и тянется на юг до р. Колвы, где сменяется Ямкачной пармой. Высокая парма сложена среднедевонскими кварцевыми песчаниками и сланцами, выступающими среди известняков. Она, как и все хребты Урала, разбита поперечными долинами на ряд отдельных гряд. Далее к югу она сменяется Березовой пармой, к востоку от которой течет р. Вишера. К востоку от Высокой пармы встречаются многочисленные валуны ледникового происхождения. Далее к востоку от парм проходит продольная долина, за которой следует меридиональная гряда чугр. Чугры сложены кварцевыми песчаниками и сланцами, россыпи которых одевают отдельные вершины. Далее к востоку проходит снова продольная долина, по которой течет Илыч. Меридиональный участок этой реки является, повидимому, более древним, чем широтная часть. Последняя, по предложению Варсонофьевой, является той рекой, которая, энергично размывая Чугры, перехватила верховья Илыча. Таким образом эта река составилась из частей различного возраста, вследствие чего и

характер долины меняется не только в зависимости от пород, но и от возраста.

Полюдов кряж. На 61-ой параллели наблюдается проявление дислокации северо-западного направления, выраженное Полюдовым кряжем и рядом Камней в местах пересечения кряжа с р. Вишерой и ее притоками. Полюдов кряж простирается с СЗ на ЮВ и отчетливо виден с высокого правого берега р. Колвы в г. Чердыни на востоке в виде горной цепи, поднимающейся за обширной болотистой низиной Колвы и Вишеры. Сложен Полюдов кряж известняками, которые к юго-западу сменяются песчаниками, причем гряда становится рельефнее. Здесь выделяются Рассольный Камень на р. Нязьве и скалистый Полюдов Камень (533 м), по форме напоминающий монолит памятника Петру I в Ленинграде. Относительная высота его около 100 м. Продолжением его на юго-востоке является Сторожевская Степь — возвышенная нагорная равнина, переходящая в высокий узкий и длинный хребет Дресвянной Степи. Продолжением Полюдова Камня является также и возвышенность Полянки, состоящая из ряда куполообразных холмов со скалистыми вершинами. Название Полянок произошло от площадок, лишенных лесного покрова и покрытых высокой и густой травой (полянки). К юго-востоку от Полюдова Камня лежит Помяненный или Колчинский Камень (576 м), сложенный кварцевым песчаником. Он имеет ряд скалистых вершин причудливых очертаний. С востока к нему примыкает равнина Кончина Полянка, с юго-востока Колчинская Поляна, а еще южнее Улявыж и Тулум-парма. Переходя р. Язьву, гряда этих возвышенностей примыкает к Золотому Камню.

К северу продолжением Полюдова Кряжа является ряд Камней на р. Колве, откуда кряж резко поворачивает на СЗ и выходит на р. Пильву. Кротов и Гофман считают, что Полюдов Кряж является началом Тимана. У д. Бобыки на р. Колве Полюдов Кряж раздваивается на две ветви. Одна из ветвей идет на СЗ к д. Ксенофонтовой, где она представляет ряд типичных тиманских брахиантклиналей, возвышающихся среди пологой равнины, сложенной горизонтально залегающими пермскими породами. Другая ветвь идет на ССВ к реке Березовой в виде менее ясно выраженного хребта (вершины Коркус, Мулыско и др.), образуя левый берег Колвы до 80 м высоты в среднем. Этот хребет представляет толщу известняков, песчаников и доломитов среднего и верхнего палеозоя, надвинувшуюся с ЮВ. Среди пермских пород встречаются штоки гипса, растворение которого создает местами карстовый ландшафт. На рр. Пильве и Колве в известняках верхнего карбона встречаются карстовые пещеры.

Средний Урал. Начиная с 61-ой параллели Уральский хребет принято называть Средним Уралом. Но до 59-ой параллели Средний Урал имеет еще значительное сходство с Северным и только южнее принимает своеобразный характер пониженного и суженного хребта, причем многие из гряд северной части здесь совершенно не выражены в рельефе, а прослеживаются только геологически. Равнинные пространства с двух сторон близко подходят к водораздельному хребту, сильно пострадавшему от денудации. Вследствие этого перевалы через хребет здесь понижены и очень доступны (рис. 37).

Как и для значительной части Северного Урала, Федоров нахо-

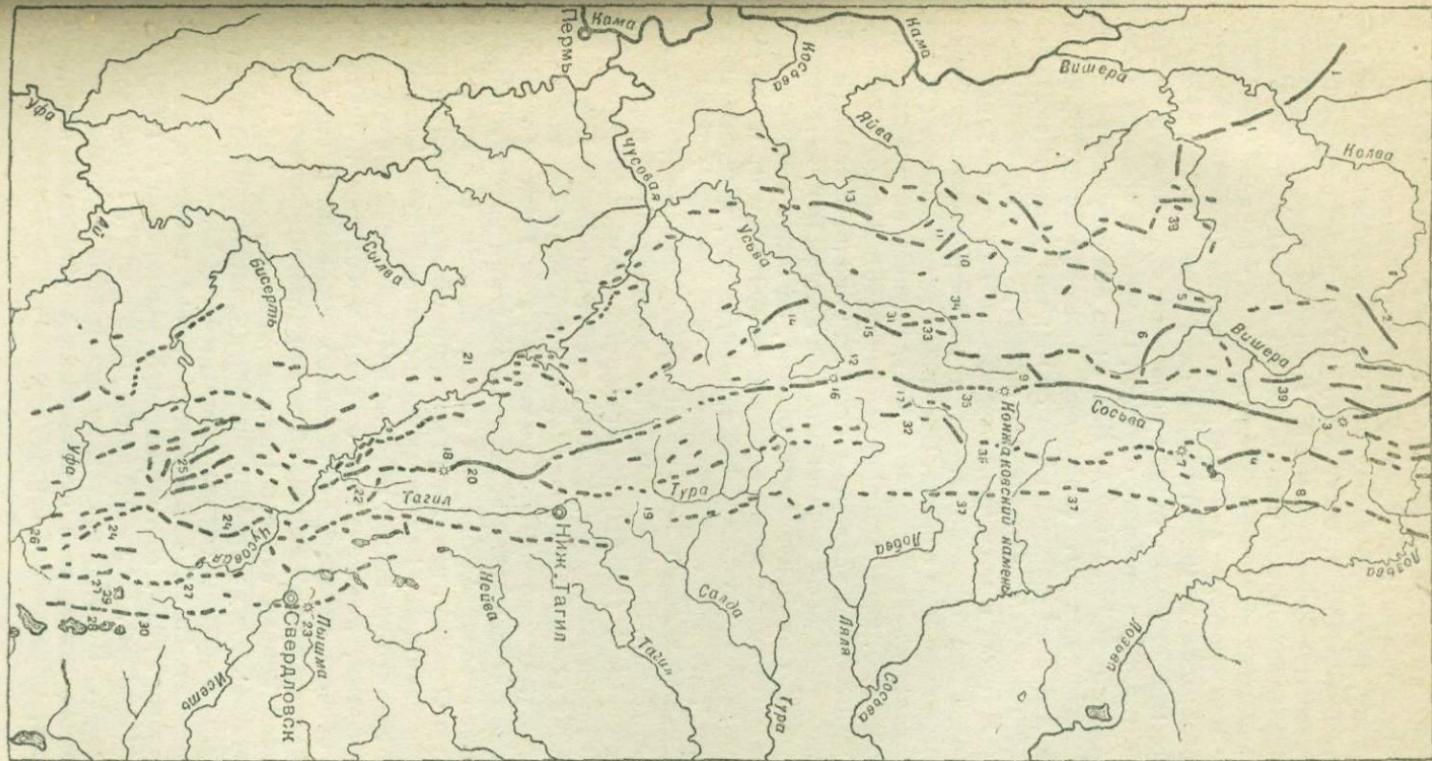


Рис. 37. Схема расположения гряд Среднего Урала.

1 — Полюлов кряж. 2 — Березовый Камень. 3 — Б. Ивдель'. 4 — Шемур. 5 — Золотой Камень. 6 — Кваркуш. 7 — Денеекин Камень. 8 — М. Шемур. 9 — Кедровый Спой. 10 — Молчановский Камень. 11 — Чикманский Камень. 12 — Лилиновский Камень. 13 — Белый Спой. 14 — Кириинский Камень. 15 — Магдалинский Камень. 16 — Павлинский Камень. 17 — Шеромские горы. 18 — Журавлинский Камень. 19 — Благодать. 20 — Веселые горы. 21 — Головашка. 22 — Шеромские горы. 23 — Шорташские горы. 24 — Уфалейский кряж. 25 — Ревдинский кряж. 26 — Теплые горы. 27 — Каслианско-Сысеретский кряж. 28 — Виашневые горы. 29 — Синареские горы. 30 — Переломные горы. 31 — Раствеский Камень. 32 — Шоринский Камень. 33 — Острый Камень. 34 — Чердынский Камень. 35 — Косявинский Камень. 36 — Ендолльская сопка. 37 — Боголюбовские увалы. 38 — Помяченский Камень. 39 — Пропашенский Камень.

дит возможным выделить в северной части Среднего Урала три меридиональных полосы: восточную равнину, увалистую полосу и горную полосу. Границей между равнинной и увалистой частями служит горизонталь 180 м, соответствующая приблизительно границе трансгрессии третичного моря. Границей между увалистой и горной полосами Федоров принимает горизонталь 285 м. Такое деление восточного склона очень сходно с делением западного склона, которое дает Варсонофьев для Северного Урала (бассейн Илыча). Объединяя оба деления, можно представить строение Урала здесь таким образом: по середине горная полоса из массивнокристаллических пород и кристаллических сланцев, высотою в среднем 800—850 м с отдельными вершинами до 1200 м; по обе стороны располагаются увалистые полосы, сложенные палеозойскими породами (в главной части) и не превышающие 300 м; еще далее к западу и востоку протягиваются равнинные полосы, не превышающие 180—200 м. В состав восточной увалистой полосы входят не только палеозойские отложения, но и массивнокристаллические породы и кристаллические сланцы. Отдельные возвышенности достигают здесь довольно значительной высоты, являясь островными горами или останцами. Для западной же увалистой полосы особенно характерными являются увалистые останцы типа monadnock (Härtling) из стойких кварцевых песчаников. Обе полосы покрыты ледниковыми наносами, отсутствующими, однако, на более высоких вершинах, которые были во время оледенения нунатаками. Наиболее высокие точки восточного склона были, повидимому, центрами местных оледенений.

Водораздельный хребет в пределах Среднего Урала имеет название Поясового Камня. Он идет здесь почти меридионально, начинаясь Б. Ивдельской сопкой (1183 м). Для северной его части характерны громадные россыпи на гребне. Южнее хребет понижается и водораздельная линия становится извилистой, испытывая сильные колебания по высоте. В пониженных частях верховья рек противоположных склонов чрезвычайно сближены. Выделяя все-таки морфологически здесь водораздельную полосу, Кротов определяет ее как холмистую равнину, невысоко приподнятую и сложенную кристаллическими сланцами. Возвышающиеся на ней цепи невысоких гор сложены гранито-гнейсами, которые слагают также и некоторые равнинные участки, изобилующие озерами и болотами. Тектонически — это область складок, осложненных сбросами. В виду указанных особенностей водораздельной линии Кротов считает, что ее никаким образом нельзя считать главным хребтом. За таковой он предлагает считать тот из хребтов, который сложен наиболее древними породами, в данном случае гранито-гнейсами.

Междуд 59°40' и 59°30' возвышается группа наиболее высоких вершин Среднего Урала, состоящая из Конжаковского (1596 м), Тылайского (1493 м), Катышерского (873 м) и Косьвинского (1466 м) Камней. По внешнему виду эта группа напоминает ряд вулканов, но на самом деле она сложена глубинными породами (габбро, дунит, пироксенит, перidotит).

По описанию Падалки, водораздельный хребет в верховьях Сосьвы, Ваграна и Турьи сложен осадочными и изверженными породами, составляющими восточное крыло антиклинальной складки. Породы вытянуты в меридиональном направлении и падают под крутым углом на восток. При этом чем ближе породы к водораздельному хребту, тем более они дислоцированы — они часто плойчаты и стоят вертикально. Водораздельный хребет сложен, главным образом, кварцитами, стойкими породами, слагающими наиболее высокие горы. В случае сплошных масс кварцита получаются большие хребты, а когда кварциты чередуются со сланцами, то образуются сопки. Самые высокие точки остроконечных вершин представляют небольшие горизонтальные площадки. Такие же площадки наблюдаются и по склонам на различных высотах. Размеры их различны, иногда они почти сливаются одна с другой, иногда разделены десятками и сотнями метров по высоте. В некоторых случаях они создают подобие гигантской лестницы, идущей от основания горы к вершине. Подобные террасы наблюдал Дюпарк, отнесший их к остаткам древнего рельефа. Падалка считает, что эти террасы образовались вследствие воздействия атмосферных агентов на породы, разбитые на грубые горизонтальные отдельности.



Фото Г. Р. Егера.

Левый берег р. Косьвы (приток Камы).

Южнее водораздельная линия идет по Кытлымскому увалу через Лялинский Камень (853 м) к Магдалинскому Камню (710 м). Отсюда водораздельный хребет отклоняется на юго-восток и сильно снижается. Ход его отмечается вершинами: Кедровской (536 м), Сией (600 м), Шайтаном, Стариком-Камнем (Веселые горы), Сухарной, Журавлинским Камнем, Жужинами, Шеромскими, Березовой, Киршиной, Чернишной, Извёзной, Чубаровой (497 м), Волчей (539 м). У реки Чусовой хребет отклоняется на ЮВ на Левину гору (378 м), теряя правильность простирания. Далее он проходит западнее Каслинско-Сысерского Кряжа, в области развития эмбейников, гранитов и гнейсов, которые далее к югу сменяются слюдяными сланцами и кварцитами. Ход

его отмечается Каркадинскими горами, Красным Камнем и Теплыми горами.

Водораздельный хребет в большинстве случаев выражен слабо. Как подъем на него, так и спуск с него очень постепенны и мало заметны. Водораздел и в этой части не является определенно выраженным гипсометрическим и тектонически непрерывным горным кряжем. При этом рядом с водоразделом проходят местные горные кряжи, значительно превышающие водораздельную полосу, но пересеченные реками того или другого, чаще восточного склона.

Восточные предгорья Среднего Урала. Непосредственным продолжением Восточной увалистой полосы Северного Урала служат на юге г. М. Шемур (Черные горы) и Богословские увалы, отдельные возвышенные пункты которых разобщены обширными болотистыми низинами. Южнее продолжением полосы являются Кауаульная сопка, высоты Актай, гора Косая, увалы Сорочий и Липовый (308 м). Высоты здесь колеблются около 300 м. Полоса увалов, как и на севере, сложена палеозойскими породами, заключенными среди изверженных пород. Рельеф увалистой полосы характеризуется повсеместным развитием небольших возвышенностей с крутыми, иногда скалистыми склонами. Такой рельеф обусловлен большим количеством долин, оврагов и логов, изрезывающих местность во всех направлениях. В пределах Богословского района, между рр. Сосьвой и Каквой, имеется много озер.

Восточная Предуральская гряда от 61-ой параллели продолжается на юг, сохранив сиенито-гнейсовый состав, в виде хребта Кент-нёр (856 м). Далее следует вершина Тары-нёр (914 м) и хребет Шемур. Затем гряда понижается, выражаясь рядом невысоких увалов и сопок до параллели 60°40', откуда снова начинается повышение в виде массивов Журавлева Камня (772 м) и Денежкина Камня (1476 м). Эти две возвышенности, как и лежащий между ними Белкинский увал, сложены основными изверженными породами. Тектонически и петрографически они представляют части одного хребта, расчлененного денудацией. Денежкин Камень и расходящиеся от него отроги покрыты россыпями каменных глыб. Дальнейшее продолжение гряды представляют гора Кумба (917 м), Золотой Камень (823 м), Кляснинская сопка (518 м), Ендольская сопка, Сухогорский Камень (1198 м), Колпаки (1289 м), Семичеловечный Камень, Павдинский Камень (939 м), Шоринский увал (457 м), Башмаков увал, Собачинский увал (530 м), Максимов увал. Все эти возвышенности поднимаются среди бесконечного моря лесов, выделяясь обнаженными вершинами. Далее к югу гряда продолжается горами верховий р. Туры-Соколиной (677 м), г. Саранной (658 м) и Качканаром (881 м), сложенными основными изверженными породами. Эти горы по высоте превосходят водораздельный хребет.

Среди следующих далее к югу гор выделяются своими рудными богатствами (магнитный железняк) гора Благодать (352 м). От горы Высокой гряда переходит на правый берег р. Тагила, отклоняясь несколько на восток (Ежовая гора, Черемшанская и др.). Еще далее на восток гряда отклоняется в Свердловских горах около Свердловска. Сложенными гранитами с хорошо выраженной магматической отдельностью они кажутся правильно напластованными и имеют своеобразный вид (Каменные Палатки). Южнее Свердловска идет длинный ряд невысоких увалов и гор: Ваганова (311 м), Березовый увал, Градобойная, Переклонные горы, Синарские, Вишневые, Потанина, Борзовская, Собачья. Среди этих возвышенностей наиболее заметными являются Вишневые горы, сложенные гнейсами. Они расположены на обширной равнине, возвышаясь высокой (до 548 м) стеноподобной цепью до озера Каган.

Далее продолжением гряды служат Ильменские горы, входящие уже в состав Южного Урала. Параллельно гряде с запада проходит Каслинско-Сысерть-

ский кряж, представляющий ряд размытых увалов и гор, идущих и далее на юг между Ильменскими горами и хребтом Уралтау. От восточной гряды он отделяется неширокой кристаллическо-сланцевой равнинной полосой. Отдельные горы являются узкими и длинными, с резкими контурами, острыми гребнями и крутыми скатами. Простирание пород (граниты, гнейсы, слюдяные сланцы и кварциты), как и хребтов, меридиональное с крутым падением на восток. Происхождение гряд сбросовое. Равнинная полоса между грядами имеет холмистый характер, занята озерами и болотами и содержит ряды и группы выходов массивных пород, образующих цепи невысоких гор.

Сильно дислоцированные стойкие горные породы сохранили резкие контуры, крутые скаты, острые гребни и угловатые резкие вершины. В случае пород менее стойких или более спокойно залегающих вершины имеют более сглаженный вид, скаты отлогие, горы имеют вид плоских увалов. В районах распространения кристаллических сланцев денудация выработала равнинный рельеф, усложненный выходами массивных пород (змеевиков, диоритов и др.). Повышение горных вершин к югу объясняется, повидимому, поднятием южных частей хребта. Многие скалистые вершины несут на себе обмытые, обточенные, изборожденные скалы, глубокие плоскоovalные углубления, котлы, пещеры. Приуроченность этих форм к одной определенной высоте (400—575 м) дает основание Кротову видеть в них следы волноприбойной деятельности, оставшиеся после морской трансгрессии. Эти абразионные следы наблюдаются только на восточных грядах. Отсюда следует, что весьма распространенные здесь высокоприподнятые холмистые равнины являются поверхностями абразии. Подобные же следы, наблюдавшиеся на более низких уровнях, относятся к работе озерных бассейнов, занимавших когда-то более обширные площади. Так, Кротов указывает, что уровень озера Иткуль стоял выше современного на 24—35 м. В связи с этим крутой восточный склон Уральских гор иногда рассматривается как остаток берегового уступа. Исследования Горностаева показали, что этот взгляд является неправильным. Он приписывает крутизну восточного склона дислокационным дислокациям.

Материал длительной денудации накапливается в различных понижениях, превращая их в те широко распространенные невысокие равнины, слабо всхолмленные, являющиеся теперь в виде «степей», кардачей, еланей, болотистых и озерных площадей, торфяников. Интенсивное разрушение пород наблюдается и в настоящее время на вершинах гор, превращенных в груды щебня и в россыпи.

Продольные и поперечные долины являются здесь по большей части приспособившимися, форма их и направление намечены тектоническими структурами. Среди поперечных долин не мало сквозных. Поперечные долины обычно узки, имеют характер ущелий, реки в них текут с большой скоростью. Наоборот, продольные долины отличаются шириной, отлогими склонами, медленным течением рек. Многочисленные озера и болота на восточном склоне служат регуляторами распределения воды, вследствие чего реки здесь не столь чувствительны к осадкам, как реки западного склона. Происхождение поперечных долин можно объяснить погружением осей складок. Дюпарк доказал это для поперечного участка долины р. Косьвы.

Восточно-уральская равнина. По восточному краю восточной гряды проходит полоса понижений, повидимому, сбросового происхождения, занятая болотами и озерами. Сюда относятся: Глубочинское болото, Окункульское болото, Черновское болото, озера Б. и М. Окункуль, Синары, Силач, Каслинское, Багаряк и др. Эта полоса понижений входит в состав восточноуральской равнины, сложенной гранито-гнейсами с редкими выходами кристаллических сланцев и массивных пород, сильно дислоцированных.

Степная часть к востоку от гор местами разнообразится небольшими возвышеностями, из которых можно указать на длинный и пологий кремнисто-сланцевый хребет Калу (435 м), параллельные ему горы Сувалты, живописные Борисовские или Кианитовые сопки (340 м), Баштау (418 м), Голую (411 м).

Равнина восточного склона Урала в пределах Челябинско-Троицкого района не является геоморфологически однородной. Западная ее часть ближе к горам сложена в основе сильно дислоцированными палеозойскими отложениями, изверженными и метаморфическими породами. Равнина представляет древнюю горную страну, выровненную до пленена и абрадированную затем нижнетретичным морем. В настоящее время это — волнистая равнина, значительно расчлененная долинами и логами, наклоненная к востоку, имеющая высоту от 200 до 300 м. Детали рельефа обусловлены здесь чередованием пород различного состава. Восточная часть равнины имеет первично-аккумулятивный характер, так как равнинность ее обусловлена горизонтальным залеганием слагающих ее морских и озерных отложений. По внешнему виду это — совершенно плоская равнина, весьма слабо расчлененная. Долины рек отстоят одна от другой на большие расстояния и играют второстепенную роль. Граница между двумя равнинами является в виде уступа высотою в 10—30 м и шириной от 2 до 5 км. М. В. Грум-Гржимайло считает его береговым уступом третичного моря, но изучавший эту область впоследствии Эпштейн указывает, что для такого понимания нет доказательств. Нижнетретичные отложения заходят далее к западу от уступа. Эпштейн считает, что уступ вызван не размывом, а тектоническими причинами — опусканием восточной части. Южнее Челябинска М. В. Грум-Гржимайло выделяет Чумляцкую равнину, сложенную водопроницаемыми породами. Вследствие того, что на этой равнине вода не держится, здесь образовалась подземная сеть, вызвавшая на поверхности образование понижений, занятых озерами и болотцами. Текущая здесь «подземельная» речка Чумляк течет то по поверхности, то под землею. К востоку от Челябинска наблюдаются следы древней дельты р. Миаса, представленные мощными отложениями песков.

Восточный склон Урала по своему геологическому строению соответствует весьма сложной горной стране, но по рельефу представляет ровную местность, превосходящую по однообразию многие области Европейской части Союза. Контраст между степной равниной на востоке и гористой местностью на западе является очень резким. Только к югу от Ильменских гор этот контраст сглаживается, так как равнинная область принимает здесь холмистый характер.

Западные предгорья Среднего Урала. Западная предуральская гряда продолжается в Среднем Урале Воробьевым Камнем. На запад от него отходит высокий и длинный (60 км) хребет Кваркуп (710 м) в виде широкой плоской возвышенности, примыкающей к Поясовому Камню под углом 45° .

Сложен он различными глубинными и метаморфическими породами. С СВ и ЮЗ к нему примыкают низменности, сложенные симметрично расположеными толщами метаморфических сланцев и девонских пластов. Ровная, широкая и длинная вершина Кваркуша не покрыта лесом, вследствие чего рассеянные на ней выходы габбро и диабазов рельефно выступают в виде куполообразных сопок или длинных овальных гряд. Вершина пересекается широкой и глубокой долиной р. Пели. Кроме этой реки, с него берут начало еще несколько речек, отличающихся обилием воды вследствие сырого и болотистого характера его вершины. Последнее обстоятельство вызывается присутствием постоянных снегов. На северных склонах Кротов наблюдал большие скопления снега и льда еще в конце июля. Проводники его уверяли, что снег на Кваркуше держится все лето.

Метаморфические породы слагают и следующие к югу вершины: Чердынский Камень, Острый, Дикарь, Домашний, Шолупняк, Растворский, Кириинский, Ослинский, Басеги (792 м). На голых скалистых вершинах Басегов и Ослинского Камня держится снег иногда в течение всего лета. Вообще же снежный покров держится здесь в течение семи с половиной месяцев, причем и летом температура нередко падает ниже нуля. Суровый климат и сплошные болотистые леса делают этот край мало пригодным для заселения. Редкие поселения приурочены к местам горных разработок.

По долине р. Тыныла выходы девона образуют плоскогорье Кедровый Спой, начинающееся возвышенностью Козмер и выделяющееся местами в виде Камней — Одинокий, Щучий и др. К востоку от Басегов лежит отдельный короткий меридиональный диабазовый хребет Хмелевые горы (732 м). Южнее продолжением гряды являются г. Копна, Каменная (585 м), Гаревка (404 м), Сукин увал (454 м). Далее гряда идет по правому берегу р. Чусовой, отмечаясь вершинами Пахомовой, Острой (509 м), Малиновой, Сабиком (555 м), Брусяной, Крутой, Липовой, Сташковым увалом, Лысой. Затем гряда переходит на левый берег р. Чусовой — гг. Гробовская, Благодатная. Далее она распадается на два кряжа. Восточный кряж, названный Кротовым Уфалейским (между р.р. Чусовой и Реввой), идет по направлению к г. Юрме. Кротов выделяет этот кряж как по высоте, так и по составу из наиболее древних гранито-гнейсовых пород. Кроме гранито-гнейсов, в состав его входят также слюдяные и хлоритовые сланцы и кварциты. Породы имеют меридиональное простирание, причем местами, главным образом по восточному склону, замечается очень крутое падение на восток. В общем хребет представляет антиклинальную складку, осложненную местными сбросами. Он тянется в виде пояса плоских и широких участков, носящих название увалов, степей, гор, грив, и нигде не опускается ниже 450 м. К востоку от него, по левым берегам рр. Чусовой и Уфалея, располагается полоса понижений, представленных травянистыми (степи) или болотистыми равнинами, на которых насыпаны меридиональные цепи гор, сложенных массивными породами, а южнее змеевиками. Кротов называет ее Причусовским понижением. Сложена она преимущественно кристаллическими сланцами и гнейсами. Система верхней Чусовой и система Уфалея в значительной степени ее расчленяют. Западный кряж — Ревдинский — направляется к Миасским горам Южного Урала. От него отходят на СВ и на запад горы Лиственная, Ревдельские и Коноваловский увал.

Водораздельные пространства в районе р. Чусовой, расположенные выше 300 м, несут на себе многочисленные признаки древней эрозии. По данным Фредерикаса, здесь встречаются аллювиальные отложения, террасы и остатки древних долин. Современная речная сеть находится в стадии молодости. Долины обычно узкие, кругосклонные, со слабым развитием террас. Ряд рек, текущих в области развития верхнего девона, относится к карстовым.

Последняя к западу гряда соответствует северным пармам. Она начинается на севере Золотым Камнем, сложенным нижнекарбоновыми кварцевыми песчаниками. За р. Кадью гряда продолжается Чикманским и Молчанским Камнями с плоскими вершинами, Белым Споем и Крестовой горой. От этой последней горы до горы Карапульной на восточном склоне гористая страна Среднего Урала имеет наибольшую ширину — 145 км. Далее продолжением гряды можно считать высоты левого берега р. Чусовой, гору Головашку, Осиновую, Киргишанский увал, Плещивую, Карнееву, Шишку, Черничную, Контуганский увал, Апрось-

кину гору, Уфимский увал, Баранки. К югу от Баранок продолжением гряды служат высоты правого берега р. Ураима и ряд гор между рр. Аем и Б. Иком. Эти горы резко поворачивают на запад. Между Аем и Юрзанью проходит гряда Кудурат-Арка, а на запад от Юрзани — широтный хребет Карагата.

Западный склон содержит немного озер и не так богат болотами. Здесь преобладают реки и речки, образующие настоящую сеть. Реки западной части текут преимущественно меридионально, тогда как рекам восточного склона свойственно широтное направление. Западный склон принадлежит к бассейну Камы. Из притоков ее самым крупным является р. Вишера. Из притоков этой последней интересна р. Б. Вайя, которая перед впадением в Вишеру течет подземным руслом на протяжении 2 км. То же явление наблюдается и на реке Малмаз, притоке Язывы, который исчезает в известняках около устья Н. Сырыи на 12 км. Сухое плесо его (Кыштуп) покрывается водою только весною и осенью. Такое же явление наблюдается на реках Кумыш, Свадебной, Чизме, Куртыме, Виже, Губашке.

Река Кама, составляющая западную границу области, имеет очень извилистое течение. Долина ее местами достигает 10—15 км в ширину. Берега ее в местах выходов пермских пород имеют высоту 40—60 м. Местность по левому побережью Камы холмистая и пересеченная, высоты здесь обычно колеблются от 170 до 210 м, редко превышая 300 м. Далее к востоку, в пределах распространения известняково-гипсовой толщи пермокарбона местность становится более ровной. Здесь много провальных впадин, иногда превратившихся в озера (между рр. Сылвой и Шаквой, на правом водоразделе р. Ирени). Окрестности г. Кунгура представляют типичную карстовую местность с воронками, исчезающими реками, озерами и пещерами. Воронки образуются и в настоящее время (в 1923 г. в самом городе). Среди пещер пользуется известностью Кунгурская ледяная пещера. Современный рельеф левого побережья Камы, по Краснопольскому, не зависит от геологического строения, так как пермские и артинские отложения залегают здесь почти горизонтально. Еще далее на восток, в пределах выходов карбоновых известняков местность вновь становится холмистой и увалистой. Реки здесь имеют узкие долины, аллювиальные отложения слабо развиты. Берега глубоких и узких долин представляют целый ряд скал или камней, достигающих высоты 60—100 м и придающих живописный характер речным долинам, особенно выделяющийся на фоне уныло однообразных и безмолвных уральских лесов. Падение рек значительное и распределено неравномерно, так что течение распадается на ряд плесов. Выходя из предгорий Урала, реки меняют свой характер и текут спокойно в широких долинах, заполненных аллювиальными отложениями, среди которых образуются многочисленные извилины и старицы. В долине Камы и у ее притоков Штуkenберг указывает три террасы: на высоте 10—12 м, 5—6 м и пойменная.

Многочисленные валуны, рассеянные к западу от гор, могут указывать на бывшее оледенение. Уральское происхождение валунов свидетельствует об Уральском леднике. Но других следов оледенения не найдено, что Кротов объясняет разрушительной работой мороза, стирающей все следы оледенения, и, кроме того, слабой изученностью края. Некоторые валунные скопления

могут быть, повидимому, объяснены размыванием древних конгломератов. Кроме валунных отложений, встречаются большие площади флювиогляциальных песков, слагающихся в материковые дюны, вытянутые с СВ на ЮЗ, й обра- зующих длинные песчаные ленты. Вопрос нуждается в изучении.

Ильменские горы. В Южном Урале прежняя правильность в расчленении хребта несколько нарушается. Главный хребет, носящий здесь название Уралтау, к югу от 56-ой параллели становится краевым, восточным. Продолжением восточной гряды являются здесь Ильменские горы, хребты Кыркты и Ирендык. Наивысший пункт Ильменских гор лежит несколько к северу от Ильменского озера, где возвышенность, сложенная миаскитом, достигает 748 м высоты. Около этого пункта горы разделяются на две ветви, из которых западная несколько раз прорывается речками, берущими начало в продольной долине между ветвями. У озера Ишкуль восточная ветвь ниже западной и местами даже прерывается. Но к северу от озера Ишкуль она снова повышается и тянется в виде непрерывного хребта, причем в продольной долине между ветвями располагается ряд озер — Карманкуль, Сыраткуль, Теренкуль. Далее обе ветви как бы сливаются и, приближаясь к Миасу, выражаются в виде многочисленных куполообразных холмов, неправильно расположенных, высота которых не превышает 300 м. Мягкие, округлые контуры Ильменских гор составляют резкий контраст со скалистыми зубчатыми гребнями водораздельного хребта. От Ильменского озера Ильменские горы образуют правильный хребет из гнейсов и гранитов, носящий название Чашковских гор. Далее к югу горы разветвляются. Карпинский и Чернышев считают, что они прекращаются там, где исчезают гнейсы и граниты. Они тянутся не вполне параллельно главному хребту, а удаляются от него на южном конце. Возвышенности, находящиеся между ними и главным хребтом, уступают им по высоте и по правильности в расположении. Сначала они еще сохраняют правильность (Таловский хребет, Красноглинские горы), но дальше к югу представляют настоящий лабиринт (г. Шейгантан, Наралинские горы 775 м, Сиратур 861 м, Круглая 711 м, Аушкуль 669). Все эти возвышенности являются водоразделами между притоками Миаса, который протекает вдоль западного склона Ильменских гор к северу, а затем огибает их, сворачивая на восток. Южнее его истоков берет начало р. Уй, верховья которой отделены от верховий р. Урала поперечным живописным хребтом Уйташ (860 м), представляющим резкий контраст своими дикими, оголенными сопками со степной местностью, расстилающейся у его подножия. Южнее располагается сходный с ним хребет Кур-Кураука (633 м), г. Бахты и Указы (841 м), имеющие также широтное проширение.

К югу от Ильменских гор граниты и гнейсы уходят под покрывающие их породы, из-под которых они местами выступают островами и полосами, но у долины р. Уя вновь выходят на поверхность.

Восточные предгорья Южного Урала. К востоку от Уралтау, южнее хр. Указы, область метаморфических сланцев пересекается

множеством речек, бегущих с Уралтау и обусловливающих крайне запутанный рельеф местности.

Обособленную группу возвышенностей, вытянутых меридионально, представляют горы Казак-Караган (819 м). Южнее идут: хребет Рыстак и хребет Агастат (1022 м), Кунангуй (927 м), Кулакташ (882 м), Б. Бурсук (843 м), Курташ (835 м). В области зеленых сланцев, туфов, роговиков и прорезывающихся их изверженных пород выделяются на запад от р. Урала Карагай-Дыгар (635 м), Услу-Бийк (772 м), Сабыр (600 м), Улутау (770 м).

Возвышенности, сложенные змеевиками и диаллаговыми породами, под действием денудационных агентов получают очень запутанный рельеф. Таковы оголенные громады Урязы (800 м) и Тувыя.

По другую сторону р. Урала, на одной параллели с хребтом Уйташ находятся горы Б. и М. Кумач, из которых первый достигает 698 м высоты. Далее к югу идут Юк-куй-ган, Бугасты, Азыр, Ельшанские (663 м), Юш-Кады (675 м), Шартым, Карагантау, Ургун, Мамеева (580 м). Все эти возвышенности расположены между центральным хребтом Урала и той гранито-gneйсовой полосой, которая, начинаясь у долины р. Уя, идет на юг, постепенно суживаясь. Гранито-gneйсовая полоса усеяна возвышенностями — «палатками», неправильно сгруппированными. Таковы: Мартыновские горы, Мозина гора (423 м), Ахуновские сопки. Правильных хребтов и даже сплошного ряда возвышенностей эта гранитная полоса, однако, не представляет. Поэтому орографически она не обособлена и может быть принята за продолжение Ильменских гор только в геологическом отношении.

Реки восточного склона в отличие от западных имеют широтное направление. Верхние течения расположены у них в низких болотистых пространствах. В среднем течении долины обычно принимают характер ущелья глубиной до 40 м и более. При этом берега реки становятся скалистыми, даже и в том случае, если река протекает равниной. Сложное геологическое строение местности, вскрываемое такими обнажениями, находится в резком несоответствии с ровными горизонтальными междуречными пространствами. В нижнем течении долины расширяются, скалы появляются реже, сменяясь третичными осадками. Водою реки восточного склона менее богаты, но зато он изобилует озерами.

Озерная полоса находится у границы гористой и равнинной части. Озера здесь отличаются меридиональной вытянутостью соответственно простиранию кристаллических пород, в которых они помещаются. Иногда они образуют меридиональные ряды. Кристаллические породы слагают скалистые берега и каменистые острова. Глубина озер часто значительная, вода пресная. Эта полоса, которую можно назвать полосою горных озер, начинается около Свердловска редкими разбросанными озерами (Тавастуй, Исетское и др.) и тянется на юг на протяжении 250 км. Наиболее богатая озерами часть находится между озером Иткуль и озером Кундравинским. Здесь водная площадь занимает почти половину поверхности. Длина этой части до 150 км. Ее можно разбить на две группы — Кыштымско-Каслинские озера и Ильменские озера. Озера лежат здесь так часто,

что полосы земли, разделяющие озера, нередко более узки, чем сами озера. Происхождение озер Карпинский объяснял результатом эрозии и растворения гнейсов и известняков. По Кротову, озера имеют тектоническое происхождение, занимая сбросовые впадины. Так как в Ильменской группе нет известняков, то мнение Кротова более вероятно. Сементовский указывает при этом на зависимость формы озер, их простирации и расположения от тектонических линий. Обрывистый характер профиля, быстрое падение дна у берегов, ровная центральная площадь, отсутствие островов посредине, — все это является также признаками котловин оседания. Кыштымско-Каслинская группа лежит в полосе гнейсов, в меридиональной впадине, ограниченной с запада разрозненными горными хребтами, которые являются северным продолжением Ильменских гор. На востоке небольшие волнобразные повышения отделяют впадину от Сибирской равнины. Озера эти являются как бы водохранилищами левых притоков р. Тобола. Некоторые из озер бессточны и имеют уже солоноватую воду. Волноприбойные знаки на высоте до 3 м над современным уровнем, береговые валы и террасы свидетельствуют об усыхании озер, которое можно объяснить не только переменой климата, но и спуском озер вследствие углубления русла стока.

Хребет Ирендык. Между Уралтау и меридиональным участком р. Урала проходит хребет Ирендык, сменяющийся к югу Губерлинскими горами. Этот участок Южного Урала называется иногда Орским Уралом. Исследования последних лет доставили ряд новых сведений о происхождении рельефа этого края. Хабаков устанавливает, что как Ирендык, так и Уралтау являются водораздельными массивами еще с юрских времен. Многие впадины доюрского рельефа и в настоящее время вмещают обширные долины некоторых рек. Зависимость современного рельефа от устройства доюрской поверхности оказывается даже на мелких деталях. Значительные участки современного водораздельного рельефа представляют собою отпрепарированные куски доюрской поверхности. Хабаков сравнивает современную поверхность страны «с амальгамой, куда впаяны слабо измененные фрагменты древнего рельефа». Эти фрагменты как бы откопаны современной эрозией. К таковым относятся в западной части все участки водораздельных сыртов, а в восточной части крупные выступы палеозойского субстрата, которые являются слабо измененными возвышенностями доюрского рельефа (г. Турут, гряды и горки на водоразделе Сухой Губерли и Елшанки, яшмовые гряды восточного конца Ирендыка). При этом следует отметить, что современный рельеф, хотя и сходен с древним, является, однако, молодым, так как в верхнемеловое время вся страна была покрыта морем, осадки которого сплошным покровом закрыли ровную поверхность доюрского пленена. Развитие рельефа после ухода верхнемелового и палеоценового морей шло заново, и раннетретичный рельеф имел мало сходства с рельефом доюрской поверхности. Морфологическое сходство стало проявляться лишь тогда, когда эрозия углубилась до уровня древней поверхности. Этому способствовала резкая раз-

ница в литологических свойствах мезо-кайнозойского плаща и палеозойского субстрата. Современные водотоки избирают легче размываемые котловины, заполненные осадками мезозоя и кайнозоя. Таким образом, по выражению Хабакова, «послемеловые циклы формирования рельефа являлись не столько продолжением и завершением прошлого, сколько своеобразным повторением пройденного и одновременно его переработкой и уничтожением». Последнее наступает тогда, когда эрозия углубится ниже уровня доюрского рельефа. Современный рельеф начинает тогда рассекать и разрушать остатки древнего пленена. Возникают резкие контрасты форм. Руслы рек из широких депрессий доюрского пленена переходят в узкие скалистые каньоны под ним. Таким образом доюрская поверхность является непременной основой современного рельефа, определяя весь ход его развития. С другой стороны она не имела никакого отношения к первым fazam формирования рельефа.

Губерлинские горы. Между рр. Уралом и Губерлей проходит ряд невысоких Губерлинских гор, кристаллический сланцевая основа которых соответствует Уралтау. Как и последний, они представляют ряд складок, размытых и разрушенных, прорванных выходами изверженных пород и перекрытых несогласно верхнемеловыми и послетретичными отложениями. Урал и Губерля прорывают изверженные породы узкими долинами с крутыми мелкосопочными склонами. Мелкосопочный характер поверхности, по мнению Неуструева, зависит здесь от свойства пород, слагающих местность.

Левинсон-Лессинг называет Губерлинские горы типичными горами размыва, эрозионными горами, высеченными в общем высоком плоскогорье. Он отмечает, что горы и холмы почти всегда приурочены к речным долинам, образуя как бы скалистую ленту, окаймляющую долины. Эти прибрежные горы занимают неширокую полосу и постепенно сливаются с возвышенной ровной водораздельной степью. Вершины приречных гор находятся на одном уровне с водораздельным плато, которое иногда даже превышает их. Если заполнить все современные долины, то восстановилось бы обширное, ровное и покатое к долине Урала плато, которое существовало раньше, пока его не изрезали реки. Таким образом рельеф Губерлинских гор складывается из трех частей: древнего складчатого скалистого остова, более нового покрова мезозойских послетретичных отложений, слагающих степное плато, и, наконец, из эрозионных форм современности. Размывающая работа рек снова воскрешает часть древних гор, очищая их от скрывавшего их более нового покрова. История рельефа Губерлинских гор вполне сходна с историей рельефа Орского Урала, которая была изложена выше.

Южный Урал. Южный Урал в центральных частях распадается на несколько более или менее параллельных гряд. Из них крайняя восточная составляет упоминавшийся уже выше Уралтау. К западу же идет несколько горных цепей, которые иногда более высоки, чем Уралтау. Они разделены поперечными долинами на отдельные куски, сложенные девонскими кварцитами и сланцами

(чем и отличаются от главного хребта). По возрасту эти цепи можно считать главной, так что реки, текущие с нее, должны были прокладывать путь через выдигавшиеся хребты.

Вершины Южного Урала округленные и до уровня 1100 м покрыты лесом. Долины и плато — ровные и болотистые, так что реки, берущие начало в болотах, бывают непохожи на горные и только местами принимают бурный характер. Скалистые вершины встречаются только на некоторых из боковых хребтов (Таганай, Уренъга, Иремель), образованных круто поставленными пластами кварцитов. Здесь не только вершины, но и часть склонов лежит в гольцовом поясе. Они обычно завалены громадными каменными россыпями. Эти россыпи создают условия для конденсации влаги, дающей начало многочисленным источникам. Выходя на поверхность несколько ниже по склонам, ручьи создают заболоченность как на склонах, так и в обширных продольных долинах.

Западный склон Уралтау положе восточного и занимает более широкую полосу. По высоте он уступает западным хребтам и не превышает 1000 м. Отметим сопку Иремельскую (817 м), Александровскую (806 м), Уральскую (914 м). В истоках р. Кюлима он соединяется высоким плоскогорьем с М. Таганаем. Здесь водораздельная линия переходит на это плоскогорье. В истоках р. Белой Уралтау близко подходит к хребту Аваляк и снова утрачивает на время значение водораздела. Здесь он понижается до 763 м. Понижение это занято болотом, из которого берет начало р. Белая. Далее к югу он тянется в виде лесистого хребта с мягкими контурами. На севере он составляет водораздел между рр. Аем, Уем и Миасом, на юге — между рр. Белой и Уралом. Сложен он сланцеватыми слюдистыми кварцитами, слюдяными, тальковыми, хлоритовыми сланцами. Своим составом он резко отличается от западных хребтов, сложенных слюдистыми кварцитами, конгломератами, песчаниками. Водораздельное его значение определяется меньшей расчлененностью сравнительно с другими грядами. Это — почти непрерывный, стеноподобный хребет антиклинального строения. В истоках р. Сакмары он распадается на несколько отрогов, заполняющих междуречные пространства между рр. Сакмарой, Баракалом, Каной, Иняком, Урман-Зелаиром, Б. Сюренем и др. От горной цепи сохраняется только остав из кристаллических сланцев. Еще далее к югу новейшие отложения скрывают и последние следы хребта.

Река Белая течет сначала с севера на юг, потом поворачивает на запад, а затем идет снова в меридиональном направлении, но уже с юга на север. В этом пространстве между ее ветвями расположены многочисленные горные хребты, разделенные долинами правых притоков. Большинство их вытянуто меридионально. Из пород здесь преобладают змеевики. Поворот р. Белой на запад вызывается, повидимому, Обшим Сыртом, который как бы ограничивает Уральские горы с юга. По южной дуге р. Белой и некоторым ее притокам Крашенинников отмечает резкий контраст между горным характером долин и равнинным плоским характером междуречий. Он считает эти междуречья остатками расчлененного пeneцлена. Здесь наблю-

дается много сухих висячих долинок, которые произошли вследствие просачивания речной струи по трещинам известняков и последовавшего затем иссякания русла.

Первая гряда к западу от Уралтау отмечена высокими вершинами Юрмы (1029 м), Таганая (1200 м), Косотура, Уреныги (1254 м), хребта Елауды или Ивалды (1068 м), Ягодных гор (1111 м).

И. В. Мушкетов так описывает окрестности Юрмы и Таганая: «едва проходимые леса, бездонные болота с грудами осипей из остроугольных валунов и с целыми кострами волежника, часто совершенно истлевшего и носящего свежие следы медведя, топи, обманчиво прикрытые мхом. Вот все, что находит наблюдатель в этой пустыне».

По мнению И. В. Мушкетова, Большой, Средний и Малый Таганаи образованы ступенчатыми сбросами. Вершины их обладают резко выраженной асимметрией, с более крутым северо-западным склоном и более пологим юго-восточным. Гребни Таганаев сложены кварцитом. Вершины и склоны покрыты громадными россыпями.

Далее к югу от Ягодных гор тянется хребет Аваляк (1281 м) и группа Иремельских гор с гребнем Иремель (1599 м), отделяющаяся от Аваляка каменным потоком Тыгина. В южной части Иремельские горы и Аваляк, отклоняясь к западу, принимают почти широтное простиранье. Такой же поворот к западу наблюдается и в южной части Ягодных гор, что находится в связи с изменением падения слоев, слагающих эти горы. Вдоль гребня Иремельских гор тянется ряд живописных сопок. Во впадинах здесь долго залиживается снег, вследствие чего идет сильное морозное выветривание, приводящее, по мнению Тюлиной, к планации вершин. По ее наблюдениям, следов оледенения на Иремели нет, но имеются нагорные террасы, о происхождении которых уже говорилось выше. Вершины Иремели имеют своеобразный столовый характер («кабаны»). Они расположены по плоской поверхности хребтов среди россыпей крупных глыб кварцита. В общем же плоские вершины имеют характер каменисто- пятнистой горной тундры. Кроме типичных для тундры голых глинистых пятен, окруженных валником, здесь встречаются своеобразные углубления, заполненные россыпью кварцита. Эти углубления имеют несколько метров в поперечнике и до 80 см в глубину. Тюлина считает их результатом размыва глинистых пятен. Сливаясь вместе, эти углубления образуют постепенно новый, более низкий уровень тундры.

По своему простиранию Иремельские горы составляют исключение. Северо-восточные отроги их вплотную подходят к Аваляку, имея широтное простиранье. Весь массив имеет вид подковы. К югу от Аваляка его отроги сильно поникаются и не имеют правильного расположения. Карпинский и Чернышев объясняют эту неправильность и отсутствие связи между хребтами разнообразием петрографического состава пород. Те возвышенности, которые сложены кварцитами, меньше подвергались денудации, сохранили определенное направление и господствуют над окружающей местностью. Между тем в области метаморфических сланцев, сильно меняющихся относительно состава, плотности и крупности зерна, такой законности

в процессах денудации не наблюдается, и в результате получается более случайное направление хребтов.

Вторая западная гряда начинается у озера Зюрат-куль горою Нукаш (983 м), к югу от которой поднимается покрытый лесом и окруженный болотами, труднодоступный и высокий хребет Нургуш (1431 м). Продолжением этого хребта является менее высокая цепь Бакты или Бехта (759 м), с острым гребнем из кварцитов. Хребет Бакты, один из значительных хребтов Южного Урала, тянется по правому побережью р. Юрзани вплоть до ее истоков, где он сходится с хребтом Машак, идущим по левому побережью той же реки. Далее идет хребет Белятур, который протягивается между Б. и М. Инзерами. Между Бакты и Белятуром смещенный к западу возвышается горный узел Ямантау (1646 м), вершина которого является одной из самых высоких на Урале. На ней, как и на вершине Иремели, снег сохраняется иногда целое лето. Подступ к этой горе весьма затруднен вследствие глубоких топей и густых лесов на склонах. Поэтому Ямантау является одной из самых глухих и мало доступных гор в Южном Урале, благодаря чему она и заслужила свое название (худая гора). Характерной особенностью хребтов и массивов этой части Урала являются многочисленные курумы и нагорные террасы. Последние называются здесь «залахками».

Третья западная гряда начинается горами Магнитными и хребтом Зюрат-куль (1185 м), между которыми прорывается на запад р. Б. Сатка. К западу от озера Зюраткуль проходят затем хребты Маткаль (806 м) и Уван (1081 м), продолжением которых служат длинные и высокие хребты Зигальга (1373 м) и Нары (1510 м). Два названных хребта представляют одну из самых длинных и возвышенных гряд Южного Урала. Слоны их покрыты осыпями, у подножия которых раскинулись топи и болота. По мнению Чернышева, оба хребта представляют один и тот же сброс, разделенный поперечной долиной р. Катава, которая берет начало к востоку от хребтов в местности более низкой.

По исследованиям А. А. Григорьева, пространство между Уралтау и хребтом Нары заполнено хребтами СВ, иногда СЗ простирающимися, между которыми находятся сравнительно широкие увалистые пространства, получающие широкое развитие на юге. Сложенены они девонскими породами, собранными в складки. Хребтам соответствуют антиклинали или перебросы из нижнедевонских кварцитов и сланцев. Менее высокие части рельефа сложены или нижнедевонскими глинистыми сланцами или среднедевонскими сланцами, песчаниками и известняками. Вершины хребтов имеют по большей части плоский характер, являющийся следствием длительной денудации. Только отдельные выступы выделяются своими причудливыми формами (хребты Монтангуш и Бишатак).

К югу от перечисленных выше хребтов находятся Малый Ямантау и Карагаташ.

По мнению Заварицкого и Высоцкого, главную роль в тектонике Южного Урала играют складчатые дислокации. На развитие рельефа большое влияние оказали неоднократные эпейрогенические поднятия. Первое поднятие, по Высоцкому, произошло в конце палеозоя и окончилось в начале мезозоя. К концу мезозоя размыв превратил западный склон Южного Урала в пепел. Возобновившееся в третичном периоде поднятие подняло страну на большую высоту и вызвало глубокое врезывание рек. Поднятие совпало по времени с опусканием Западно-сибирской низменности и с трансгрессией палеогенового моря по восточному склону Урала. Акчагылская трансгрессия Каспия временно повысила базис эрозии для рек западного склона и создала условия для образования аккумулятивных террас. Регрессия этого моря создала эти террасы на высоте 15—20 м. Новое поднятие произошло, повидимому, уже в ледниковое время. Увеличение влажности климата и понижение температуры способствовали усиленному размыву в это время. По мнению Семихатовой, тогда же образовались и каменные россыпи на вершинах. Морозное выветривание и вечная мерзлота способствовали образованию нагорных террас, хорошо развитых почти на всех гольцах западного склона.

Большинство крупных рек западного склона в верхнем течении проходит в продольных долинах, а затем делает крутой поворот к западу, прорывая хребты. У них отчетливо выражены участки верхнего, среднего и нижнего течений. Верховья рек лежат или на плоских возвышенностях в продольных долинах.

цах, занятых часто невылазными болотами (Юрезань, М. Инзер, Катав, Белая), или в обширных болотах, обычно сопровождающих все значительные вершины Урала. Верхняя часть течения отличается стремительностью. Притоки здесь многочисленны, но коротки и круто сбегают со склонов. Падение здесь доходит до 6 м на 1 км. В среднем течении река обычно поворачивает вкrest горных кряжей, и речная долина часто на десятки километров представляет почти сплошное ущелье с отвесными стенами до 100 м высотою. Течение здесь попрежнему стремительно, нередки бушующие пороги. Падение в общем около 1—2 м на 1 км. Притоки многочисленны, богаты водою, текут в продольных долинах. Нижнее течение имеет относительно плавный, спокойный характер, притоков мало и они маловодны (некоторые летом пересыхают), долины широкие со старицами и озерами, с ясно выраженными террасами. Падение здесь 0,5—0,8 м на 1 км. Эта схема иногда нарушается в зависимости от характера пород, прорезаемых рекою. Так, нижние течения Юрезани и Ая, проходящие в области верхнекарбоновых известняков, принимают характер среднего течения. У многих речек типично развиты только верхние и средние участки. Весьма часто наблюдаются «развилки», т. е. образование рек из двух истоков, текущих в одной и той же продольной долине, но навстречу друг другу.

Большинству рек Южного Урала свойственна коленчатая форма долин, причем меридиональные их отрезки связаны с синклиналями. Происхождение поперечных участков А. А. Григорьев объясняет наличием широтных прогибов в меридиональных складчатых хребтах. Горная страна представляет собою несколько меридиональных рядов крупных поднятий, причем передко эти поднятия расположены в шахматном порядке. Эти основные сооружения осложняются аналогичными поднятиями второго и третьего порядка. Такое строение и придает долинам коленчатый вид. Григорьев доказывает эти положения наблюдениями в долинах рек Б. Инзера, Зилима, Юрезани, Ая, Катава, Белой, Б. и М. Ика. Это объяснение принимает также Хабаков.

Несмотря на глубокую древность горной страны и ее речной сети, связь последней с тектоникой устанавливается даже в деталях. Григорьев объясняет это литологическими свойствами пород, а именно стойкостью кварцитов, слагающих фундамент страны. Эрозионная деятельность вследствие этого была ограничена областью молодых горных пород. Указанные черты рельефа встречаются не только в Южном Урале, но и в Среднем и в южной части Северного Уралтау не имеет таких прогибов. Вследствие этого он, несмотря на свою меньшую высоту, реками не пересекается. Имеющиеся два исключения — долины рр. Киолима и Бирси — Григорьев объясняет наличием здесь понижений указанного выше типа.

Семихатова указывает еще одну причину образования поперечных долин. Это — влияние древнего и современного карста. Так, р. Зилим бросает свою долину и исчезает в расщелине известняков в виде подземной реки в направлении, перпендикулярном к брошенной долине. При обрушивании кровли расщелина превратится потом в ущелье. Очень часто можно наблюдать наличие известняков в местах перехода продольных долин в поперечные (Б. и М. Инзеры, Зилим, Авзян, Тирлян, Белая, Лемеза, Катай, Юрезань и др.). В местах развития известняков замечается также обеднение рек водою вследствие просачивания. Карстовые явления достигают большого развития в бассейне р. Белой и в значительной

мере определяют характер рельефа. Оригинальное явление представляют исчезающие реки, причем исчезновение бывает или полное, или местное, или неполное. В первом случае река совершенно пропадает в расселине или в воронкообразном провале. Во втором случае река уходит в расселину, но ниже опять появляется в виде родников. Неполное исчезновение заключается в том, что в расселину уходит только часть речной воды.

Западные предгорья Южного Урала. Параллельно описанным грядам Южного Урала западнее проходят: хребет Сукá (1132 м), Рахманка, Карази, Белягуш. Затем, несколько отклоняясь к западу, идут Шайда, Сухие горы. Лежащие еще далее к западу хребты обнаруживают смену простираций: Сулея идет с СВ на ЮЗ, Амшар почти широтно, Крака (687 м) и Бирьян меридионально, Зильмердаг с СВ на ЮЗ, Баштак меридионально. Далее к западу широтное направление встречается еще чаще — Ажигардак (655 м), Воробьевые (614 м), Высокашка (344 м), Карагатау (590 м). Различия в простирациях Чернышев объясняет наличием двух видов тангенциального давления на данной площасти. Одно из них, господствующее, имело направление СЗ—ЮВ и было более длительно. Второе же, вызвавшее широтные хребты, прекратилось раньше отложения артинских слоев, которые лежат совершенно горизонтально у подножия круто приподнятых возвышенностей Карагатау. Высокашки и др. По Дорофееву и Рябинину, рельеф здесь находится в ясной зависимости от слагающих пород. Хребты Карагатау, Ажигардак и Воробьевые горы сложены девонским кварцевым песчаником, тогда как понижения заняты известняками девона и карбона и образуют плато, изрезанное глубокими скалистыми ущельями. Породы пермского возраста дают холмистую равнину с широкими долинами рек.

Складки нередко перебиты сбросами, простирание которых отвечает простиранию горных пород. Страна поэтому представляет ступенчатые или косые горсты, образующие то высокие хребты, то выровненные платообразные участки, лежащие на высоте 400—700 м. Заварицкий установил, что складки Урала весьма часто являются опрокинутыми частью на восток, частью на запад, причем во многих случаях они осложнены перебросами. Такое толкование хорошо объясняет совпадение простираций сбросовых линий и горных пород и устраниет надобность в предположении более новых дислокаций. Новейшие изыскания показывают, что весь западный склон Урала сложен очень сложным комплексом на-двигов, причем, так как складки опрокинуты на запад, давление шло не с СЗ, как предполагал Чернышев, а с востока.

Филиппсон устанавливает для Южного Урала наличие двух древних денудационных уровней. Один из них, наиболее древний, он проводит через вершины Воробьевых гор, Ажигардак, пермо-карбоновые горы у Ерала (600 м), кварцитовые гребни Сулеи (800 м) и другие гребни до Уралатау включительно. Таким образом, поверхность этого древнего уровня, или пенеплена, медленно повышается с запада на восток. Над нею поднимаются более высокие вершины и

гребни, достигающие высоты 1600 м. Второй денудационный уровень врезан в первый и проходит по высотам от 200 до 400 м, также повышаясь с запада на восток. На западе этот уровень представлен террасами современных рек, а на востоке совпадает с дном речных долин. Образование первого уровня — пленеплена — Филиппсон относит к началу третичного периода, когда страна лежала на 600 м ниже, чем в настоящее время. При последовавшем затем поднятии на 300 м древний пленеплен подвергся размыву и возникла поверхность второго пленеплена, сформировавшаяся к началу ледниковой эпохи. В это время произошло второе поднятие, в результате которого реки врезались во вторую денудационную поверхность. Постплюценовое поднятие Каспия несколько задержало процесс поднятия горной страны, вызвав накопление наносов в долинах мощностью до 20 м. Эти наносы потом были прорезаны реками при возобновившемся поднятии страны и могут быть наблюдаемы теперь в разрезах аккумулятивных террас.

А. А. Григорьев указывает, однако, что уровней, подобных тем, которые наблюдал Филиппсон, на Урале существует целый ряд. Возникновение их он объясняет не пленепленизацией, а сменой пород, обладающих различной стойкостью по отношению к выветриванию, различной водопроницаемостью и т. д. Некоторые из уровней обозначаются террасами, которые сложены россыпями и сходны с нагорными террасами Северного Урала. Вследствие этого Григорьев отвергает и поднятие Урала в начале третичного периода. Второе поднятие, наоборот, он относит к более ранней эпохе — к концу третичного периода, связывая его с поднятием Западной Сибири и Тургайской столовой страны (в настоящее время А. А. Григорьев не склонен защищать указанную трактовку наблюдаемых в Южном Урале уровней).

Сопоставляя ступенчатость Южного Урала с таковым же явлением на Северном Урале, можно высказать предположение о наличии здесь так называемой предгорной лестницы, возникшей именно по схеме, указанной Филиппсоном. Для Северного Урала подобное предположение высказывает Варсонофьев.

За последнее время Хабаков подвергает сомнению существование ступенчатости на западном склоне Южного Урала. В более ранней своей работе он указывал на наличие трех ступеней, расположенных на высотах 700—550 м, 480—400 м и 280 м. Ступени переходят одна в другую или крутым уступом, или более пологим скатом. Мезо-кайнозойский плащ, покрывающий ступени, указывает на общность их происхождения и зависимость от расчленения палеозойского субстрата, причем это расчленение произошло не от тектонических причин, а вследствие различной скорости выветривания отдельных слоев. Таким образом, сомнительным, повидимому, является не ступенчатость сама по себе, а ее толкование.

Историю Южного Урала Хабаков рисует такими чертами. В артинское время Урал представлял высокую альпийскую страну, круто обрывавшуюся на запад к берегам нижнепермского моря. К концу палеозоя денудация значительно понизила горные хребты, доведя их до состояния, близкого к современному. Новые подвижки произошли в начале триаса. В течение континентального периода от верхней перми до средней юры происходила пленепленизация варисцийских цепей и создалась та дюурская поверхность выравнивания, о которой говорилось выше. В условиях жаркого климата триаса образовались обширные площади древней коры выветривания. Во время нижней юры поднятие отдельных частей вызвало

оживление эрозии, расчленение доюрского пленеплена и отложение делювиально-озерных и аллювиальных толщ континентальной юры. Во второй половине юрского периода произошли опускания на западном склоне, вызвавшие трансгрессию моря, которое существовало здесь до конца нижнего мела. Ко времени верхнего мела страна вновь приобрела облик пленеплена. Общее погружение страны в эпоху верхнего мела вызвало новую трансгрессию моря, существовавшего вплоть до конца палеоцене. По мере отступления моря начались процессы континентального размыва, положившие начало циклам современного рельефа.

Несмотря на ступенчатость уральских склонов, здесь мало сохранилось водопадов и быстрии. Григорьев объясняет это совпадением поперечных участков рек с районами погружения осей складок и особым характером ледниковой эпохи. Оледенения здесь не было, и ледниковая эпоха отличалась только обилием атмосферных осадков, вызвавших значительное усиление эрозионной работы.

Уфимское плоскогорье. Сложено верхнекарбоновыми известняками. Высота его не превышает 365 м. Орографически оно является продолжением возвышенной степной полосы, которая расположена к СВ и ЮВ от хребта Карагату.

Хребет Карагату огибает Уфимское плоскогорье с юга. Оно как бы вклинивается в цепь Урала, окаймляясь с востока хребтами: Кудурат-Арка, Улутау, Сакаштау, Сикчаркатау, Карапултау, Маягизтау, Сары-як и др.

Местность к СВ и ЮВ от хребта Карагату имеет степной характер. В строении ее принимают участие, главным образом, пермокарбоновые породы и отчасти карбоновые и девонские известняки. На водоразделах рельеф не имеет резких контрастов, различие в породах на нем не отражается. В речных долинах, наоборот, различие в породах вызывает различие и в рельефе. Девонские и карбоновые известняки создают узкие теснины с отвесными стенами до 100 м высотой. То же наблюдается и в верхних горизонтах пермокарбона, представленных ноздреватыми известняками. Коренные породы залегают здесь почти горизонтально, так что рельеф обусловлен почти исключительно процессами денудации. Образованные таким размывом возвышенности носят местное название «шишк». Они достигают иногда довольно значительной высоты, например, Шелывачина Шишка — 598,3 м, Раскат — 644,3 м. Вся степь высоко приподнята над уровнем моря — 300—500 м в карбоновых и девонских породах и 250—330 м в пермокарбоновых.

Подходя к Уфимскому плоскогорью, Урал изменяет своему меридиональному простианию и отклоняется на восток, как бы обходя какое-то препятствие, причем разрывается и сплошность полос горных пород. Обойдя Уфимское плоскогорье, Урал снова принимает меридиональное направление. Это дает повод Архангельскому предполагать, что на некоторой глубине под плоскогорьем находится подземный горст. По Чарышеву, здесь находится антиклинальная складка с крутым восточным склоном и пологим западным.

Северная окраина Уфимского плато представляет невысокую равнину, наиболее сильно расчлененную в восточной части, в районе Сылвы и Уфы. Эрозионный рельеф в значительной степени зависит от литологии: известняки дают резкие очертания склонов долин с утесами, глины и пески дают мягкие формы, гипсы — воронки, исчезающие реки. В восточной части плоскогорье имеет горный характер вследствие глубокого размыва, в западной — характер равнинны. В северной части плоскогорье сложено верхнекарбоновыми известняками, которые на западе сменяются гипсами, известняками и плитняками кунгурского яруса пермокарбона, а на востоке — песчаниками артинского яруса с гипсом в верхних горизонтах. Все эти породы подвержены карстовому процессу, но, как установила Варсонофьевая, карст выражается здесь различно, в зависимости от характера пород. Так, в артинских отложениях карстовый процесс выражается только в выработке мелкого провального рельефа. Объясняется это тем, что гипсовые слои лежат между водоупорными слоями, затрудняющими доступ воде и проникновению ее глубоко вниз. Но на линии стыка артинских пород с известняками карстовый процесс резко усиливается: появляется множество воронок и серных ключей. Многие воронки уже включены в эрозионную сеть, которая здесь значительно развита, так что общий ландшафт мало подходит на карстовый. В области развития карбоновых известняков плоскогорье представляет ровную как стол степь, прорезанную сухими логами, где выходят известняковые скалы. Здесь, повидимому, мощная толща наносов и кора выветривания предохраняют известняки от растворения. Поэтому карстовый процесс появляется только в логах. По мере приближения к области кунгурских гипсов лога становятся шире, склоны их положе, на них появляются воронки и выходы плитняков, которые своим белым цветом и своеобразными формами резко отличаются от известняковых скал. Так как гипсы растворяются легче известняков, карстовый процесс идет здесь более ускоренно. Кроме множества воронок, встречаются громадные провальные озера, большие замкнутые котловины и множество пещер. Все эти формы часто меняют свои очертания вследствие легкой растворимости гипсов.

В южной части плоскогорье резко ограничено с востока, где оно уступом переходит в артинскую равнину. Здесь также наблюдаются в большом количестве воронки и провальные озера.

Реки, берущие начало в горах, могут пересекать Уфимское плоскогорье только в том случае, если они очень богаты водою. В случае маловодия нередки явления исчезания рек в понорах. Маловодные реки текут здесь в узких долинах с крутыми склонами, но все же общий вид долин для карста не типичен. Варсонофьевая отмечает для этих долин значительную ширину, густой растительный покров, заболоченность водоразделов, образование озер на дне воронок. Все эти признаки указывают на старческую стадию карста. Но, кроме того, сказываются и климатические условия, благоприятствующие накоплению коры выветривания, образование которой здесь особенно велико вследствие того, что породы обогащены

глиной. Глинистые массы, накапливаясь на поверхности, нивелируют рельеф, заполняют воронки и трещины, вызывая тем самым заболачивание, богатый растительный покров и образование поверхности циркуляции вод. Карстовый процесс временно может пристановиться, а рельеф примет черты дряхлеющего карста. Но по мере врезывания рек карст может снова вскрыться, и карстовый ландшафт испытает омоложение. Варсонофьева полагает, однако, что обновление карстового ландшафта на Уфимском плоскогорье, сказывающееся в характере речной сети, было вызвано также и понижением уровня Арабо-Каспийского бассейна, которое в свою очередь понизило уровень грунтовых вод. Реки Уфа, Юрзань, Ай в пределах Уфимского плато образуют меандры в известняках. Долины их характерны высокими (до 200 м) крутыми склонами с резкими бровками, скалистыми или покрытыми осыпями известняков, с узким дном. В связи с меандрами находятся мертвые участки долин и останцы в виде гряд и бугров. У крупных рек Толстихина насчитывает до четырех террас.

На правом берегу Юрзани, в 45 км от ст. Кропачево, среди артинских пород находится замечательная возвышенность Янгантау (горящая или теплая гора), состоящая из двух холмов высотою в 413 и 398 м. Гора замечательна тем, что из трещин ее выделяются горячие пары и сухой горячий воздух, температура которых колеблется в различных местах от 30° до 150°. Причиной этого явления считаются медленное горение битуминозных сланцев в недрах горы. Благодаря выделяющейся теплоте гора Янгантау зимою не покрывается снегом, а весна наней наступает дней на 15—25 раньше, чем в окрестностях.

Дорофеев и Рябинин указывают, что плато спускается на восток к р. Аю-двумя уступами, высотою до 100 м каждый. Они отмечают резкий контраст между рельефом плато и рельефом страны, лежащей к востоку от уступов. Рельеф на плато сильно расчленен, долины здесь глубокие и узкие, склоны обрывистые, много извилистых хребтиков и отдельных гор. Образование уступа и лежащей к востоку от него низины обязано слабой сопротивляемости артинских пород и устойчивости карбоновых известняков. Далее на восток низина снова ограничена стойкими кунгурскими породами, слагающими повышенную полосу. Возможно, что здесь играла роль и сбросовые дислокации.

Южнее долины Ая восточный уступ прерывается. Здесь поднимаются высоты Тиний-Тюби, образующие перемычку между Уфимским плато и лежащим далее на восток повышенным пространством. К югу от Тиний-Тюби уступ хорошо выражен вплоть до Юрзани. Здесь от него обособились три участка-выступа, отделившиеся от плато узкими долинами. Начиная с юга, горы носят названия Улькундытау, Б. и М. Таствуы (Заступы). На двух последних горах имеются чащебообразные вырезы, напоминающие горные кары в миниатюре. Они объясняются деятельностью снега, который, задерживаясь в углублениях, производит разрушительную работу путем физического и химического выветривания. Таким образом, мы имеем здесь пример сочетания морозного выветривания с карстовым процессом. Интересно отметить, что овраг на г. М. Таствуе имеет вследствие указанных процессов характер трога.

Мугоджарские горы. Продолжением Урала к югу являются Мугоджарские горы. Высота их невелика, но среди ровной степи они резко выделяются. Начинаются они около истоков р. Ори, притока Урала, и идут меридионально, постепенно суживаясь и заканчиваясь отдельно стоящей горою Ямантау. По Пригородскому, Мугоджары расходятся на два параллельных хребта, из которых западный имеет высоту до 650 м, постепенно суживается к северу и слаживается, не доходя 50-ой параллели. Восточный хребет на севере выражен

рече, а на юг заходит лишь немного южнее 49° . Пониженная часть между хребтами имеет характер волнистой степи, шириной 15—20 км. Она пересекается небольшими перемычками. Западный склон Мугоджар выражен резко, а восточный постепенно сливается с равниной. Западный хребет в южной части служит водоразделом между Каспием и Араком. В северной части водораздел проходит по понижению между хребтами, причем оба хребта прорываются реками. Наивысшие точки — вершины Айрюк (633 м) и Берчогур (654 м).

Западный хребет сложен диабазами и диабазовыми порфиритами, излившимися после отложения девона, который слагает продольную низину между хребтами. Местами попадаются острова яшм и кварцитов. Восточный хребет сложен по западному склону также диабазами, а по восточному склону — габбро и диоритами. Далее на восток идет синклинированная полоса гнейсо-гранитов, уходящих под горизонтальные слои третичных осадков.

Исследования Яншина установили в северной части Мугоджар (Каргалинские горы) наличие ряда чешуйчатых надвигов, размерами в 3—5 км. Пермские породы перед надвигами смыты в складки.

К западу от Мугоджар местность холмистая, сильно денудированная, сложенная пермокарбоновыми, пермскими, юрскими и меловыми отложениями. Наличие в пермокарбоновых песчаниках и глинах гипса вызывает появление провальных воронок. Вдоль западного склона проходит ряд возвышенностей, сложенных трепелом.

В области речек Кок-пекты, Улетты и Бакая мезозойские возвышенности образуют почти меридиональный хребет, в составе которого также наблюдаются выходы диабазов и порфиритов. Этот хребет к северу переходит в Губерлинские горы.

К югу от Мугоджар, на правом берегу р. Чеган, среди степи обособляется несколько столовых гор и отдельно стоящий кряж, образованный антиклинальной складкой меловых слоев. Этот Чушакульский хребет является переходом от Мугоджар к Устюрту, но генетически относится к более молодой фазе поднятий уральского типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешиков А. Н. По северному Уралу. ИГО, 63, в. 4, Л. 1931.
2. Алешиков А. Н. Ляпинский край, Мат. КЭИ, в. 7. Северный Урал. Изд. Ак. Наук. Л. 1929.
3. Алешиков А. Н. О первых ледниках Северного Урала, ГГРУ, вып. 23, 1931.
4. Алешиков А. Н. О ледниках Урала, ИГО, 66, в. 4. Л. 1934.
5. Алешиков А. Н. К открытию на Урале новых ледников, ИГО, 66, в. 2. Л. 1934.
6. Андреев В. Н. Растительность и районы восточной части Большегемельской тундры, Тр. Пол. ком. Ак. Наук, 22, Л. 1935.
7. Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала, БМОИП, М. 1932.
8. Баклунд О. О. Общий обзор деятельности экспедиции бр. Кузнецовых на полярный Урал летом 1909 г. Зап. Ак. Наук., VIII серия, по Физ.-Мат. отд., 28, № 1, СПБ. 1911.
9. Борзов А. А. Общий характер Уфимского Приуралья, Земл., 26, кн. 1—2, М. 1924.
10. Варсонофьев В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья, Земл., 22, кн. 4, М. 1915.
11. Варсонофьев В. А. В южной части Уфимского плоскогорья, Земл., 23, кн. 3—4, М. 1916.
12. Варсонофьев В. А. Геологические исследования в севе-

ро-восточной части 124-го листа летом 1925 г. (Предварительный отчет). ИГК, 1928. 13. Варсонофьев В. А. Геоморфологический очерк бассейна Ильча, Тр. Инст. по изуч. Севера, 42, Л. 1929. 14. Варсонофьев В. А. Оследах оледенения на северном Урале. ТКЧП, 3, в. 2, Л. 1933. 15. Весновский В. А. Подземные реки Урала, Мат. по изуч. Камского Приуралья, в. 1, Пермь, 1928. 16. Высоцкий Н. К. Краткий очерк развития орогенических и вулканических циклов на Урале, Геологическая карта Урала, Объяснительная записка, изд. ГГРУ, 1931. 17. Горностаев И. Н. Геологические исследования в Полтавском районе на Южном Урале. ТВГРО, 270, Л. 1933. 18. Городков Б. Н. Полярный Урал в верховых р.р. Войкара, Сыни и Ляпина, Мат. КЭИ, 7. Северный Урал, Л. 1929. 19. Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении р.р. Соби и Войкара. Изв. Ак. Наук, 1926. 20. Городков Б. Н. Полярный Урал в верхнем течении р. Соби, Тр. Бот. муз. Ак. Наук, 19, Л. 1926. 21. Григорьев А. А. К геоморфологии западного склона Южного Урала. Изв. Геогр. инст., 5, Л. 1925. 22. Григорьев А. А. Почвенный покров центральной части Южного Урала в связи с географической средой. Тр. геогр. отд. КЕПС, вып. 1, Л. 1928. 23. Грум-Гржимайло М. В. Третичная и послетретичная история окрестностей г. Челябинска, Тр. общ. изуч. Урала, Сибири и Дальнего востока, I, в. 2, 1928. 24. Дементьев В. А. К истории рельефа западного склона Пайхоя в четвертичное время. ИГО, 67, в. 6, Л. 1935. 25. Дзенс-Литовский А. И. Гора Янгантау. ИГО, 67, в. 3, Л. 1935. 26. Дингельштедт Н. И. К вопросу о геологическом строении Южного Урала, ТВГРО, 243, Л. 1932. 27. Дорофеев Н. В. и Рябинин В. Н. Геологическая карта Урала, лист № 40—III — SW (113), Аша-Миньярский район, ТВГРО, 134, Л. 1932. 28. Дорофеев Н. В. и Рябинин В. Н. Геологическая карта Урала, лист № 40—III — NE (104), Месягутовский район, ТВГРО, 204, Л. 1932. 29. Дурденевская М. Круглые озера, «степные блюдца», болота и степные озера Челябинского округа. Земл., 31, кн. 1, М. 1929. 30. Duрагс L. Sur la présence de hautes terrasses dans l'Oural du Nord, La Géographie, Bull. de Soc. de Géogr., 1905. 31. Duрагс L. Sur l'origine de la couverte transversale de la Kosva. C. R. de l'Acad. de Sciences de Paris, II семестр, XXXV, 1902. 32. Заварицкий А. Н. К тектонике Урала, ИГК, 1923. 33. Калмыкова М. А. К вопросу о геоморфологии и четвертичных отложениях района Урало-Тиманского стыка (предварительное сообщение). Тр. Нефт. геол.-разв. инст., серия Б., вып. 22, 1932. 34. Карпинский А. П., Чернышев Ф. Н. и Тилло А. А. Общая геологическая карта, лист 139, ТГК, 3, № 2, СПБ, 1886. 35. Климов П. И. Дизъюнктивные мульды восточной части междууречья Урала и Илека, БМОИП, 13, в. 2, М. 1935. 36. Краснопольский А. Общая геологическая карта, лист 126, ТГК, 11, № 1 и 2, СПБ. 1889 и 1891. 37. Крашенинников И. М. Ботанико-географические группировки и геоморфология Южного Урала в их взаимной связи. Журн. Новочерк. отд. Русск. бот. общ., 1919. 38. Крашенинников И. М. Из истории развития ландшафтов Южного Урала, 1927. 39. Крашенинников И. М. Древний эрозионный цикл на Южном Урале, ГВ, 3, 1917, № 1—6, Пгр. 1918. 40. Кротов П. И. Материалы для географии Урала, ЗГО, 34, № 3, СПБ. 1905. 41. Кузнецов Е. А. и Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала, БМОИП, 4, в. 1—2, М. 1926. 42. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Геологические исследования в Губерлинских горах, 1891. 43. Максимов А. В. Асимметричность рельефа в Оренбургском Приуралье и ее влияние на географический ландшафт, ИГО, 66, в. 3, Л. 1934. 44. Машковцев С. Ф. Материалы к геологии восточного склона северного Урала. ТВГРО 254, Л. 1933. 45. Молдаванцев Е. П. Геологический очерк района Чистоп и Хой-Эква на северном Урале, ИГК, 1927. 46. Молдаванцев Е. П. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1923, 1924, 1925 гг. ИГК, 1924, 1925, 1927. 47. Неуструев С. С. Естественные районы Оренбургской губ. Оренбург, 1918. 48. Падалка Г. Предварительный отчет о геологических исследованиях во 2-й Багранской даче на Северном Урале. ИГК, 1928. 49. Пригородский М. М. Краткий геологический очерк Мугоджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи, ИГК,

1914. 50. Пригородовский М. М. и Васильев П. В. Гидрографический очерк степной полосы к западу и югу от Мугоджарских гор, ИГК, 1928. 51. Разумовская Е. Э. О врезанных меандрах Губерли. ИГО, 67, в. 2, Л. 1935. 52. Сементовский В. Горные озера Урала. ИГО, 50, в. 5 и 6, Игр. 1914. 53. Семихатова Л. И. К геоморфологии Белорецкого района Башкирии, «За индустр. сов. Востока», № 3, 1932. 54. Сушкина Е. Тельпос-Из. «Сев. Азия», 1929. 55. Толстыхина М. М. Некоторые данные о новейшей геологической истории Уфимского плато, Изв. ВГРО, 50, вып. 86, 1931. 56. Тюлина Л. Из высокогорной области Южного Урала, «Новая деревня», 1928. 57. Тюлина Л. О явлениях, связанных с почвенной мерзлотой и морозным выветриванием на г. Иремель. ИГО, 63, в. 2—3, Л. 1931. 58. Тюлина Л. Материалы по высокогорной растительности Южного Урала, ИГО, 63, в. 5—6, Л. 1931. 59. Усова А. О следах оледенения в северо-западной части Нязепетровского района западного склона Среднего Урала, ТКЧП, 2, Л. 1932. 60. Philipson A. Geographische Reise-skizzen aus dem Ural. Sitzungsber. d. Niederrheinischen Ges. f. Natur und Heilk., Bonn, 1898. 61. Хабаков А. В. Доюрский рельеф и древняя кора выветривания в южной части Южного Урала. ИГО, 67, в. 2, Л. 1935. 62. Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта, лист 139. ТГК, 3, № 4, СПБ. 1889. 63. Штукенберг А. Общая геологическая карта, лист 127. ТГК, 16, № 1, СПБ. 1898. 64. Штукенберг А. и Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта, лист 127. ТГК, 154, 1922. 65. Щукин И. С. Описание листов № 41—27 и № 41—51. изд. ГГУ, 1928. 66. Эдельштейн Я. С. Инструкция для геоморфологического изучения и картирования Урала. Изд. Всес. Аркт. инст. 1936 (Список литературы). 67. Эдельштейн С. В. Геологические исследования в Челябинско-Троицком районе восточного склона Урала. ТВГРО, 187, Л. 1932. 68. Эпштейн С. В. Маршрутные геолого-геоморфологические наблюдения на восточном склоне Северного Урала в 1930 г. ИГО, 66, в. 2, Л. 1934.

УКАЗАТЕЛЬ ГЛАВНЕЙШИХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

- А**бараинское поле 323
 Абул 321, 323
 Аваляк 359, 360
 Авратынская возвышенность 167
 Автаран равнина 328
 Агармыш 260, 264
 Агарская котловина 328
 Агмаигаиский хребет 321, 324
 Агридагский хребет 321, 322
 Адайхох 286, 287, 302
 Адан 53, 56, 57, 330
 Аддала 296
 Аджарис-Цхали 325
 Аджаро-Ахалцихский хребет 325
 Аджарские горы 325
 Ада́ва река 56, 57, 58, 61
 Ажигардак хребет 363
 Азовская впадина 220, 222, 244
 Азовский горст 10, 170
 Азовское море 5, 8, 10, 12, 166, 170,
 183, 214, 218, 220, 222, 226—228,
 268
 Азовско-Подольский горст 8—18
 Азовско-Черноморский бассейн 158
 Ай-куайвиччорр 36
 Ай-Петри 244, 246, 252
 Ай-Тодор 258
 Айя мыс 248
 Акташ 268
 Актубе 266
 Алагез 286, 322, 323
 Алагель 324
 Алазанские Альпы 294
 Алазань река 273, 294, 315, 328
 Александровская гора 359
 Александровский хребет 193, 201
 Алминская впадина 220, 244
 Алханчурт 280
 Аммодецийская геосинклиналь 10, 12,
 16, 146
 Ампар хребет 363
 Андо-Ирминская грядка 111
 Андомская гора 9, 17, 101
 Анциловое озеро 84, 88, 93
 Аишперонский полуостров 271, 272,
 299—301
 Арабатская Стрелка 222, 225, 226
 Арабика-ахажек 313
 Арагва 296, 297, 328
 Аракс 318, 319, 321, 323, 324
 Арапло-Каспий 144, 367
 Арапло-Каспийская низменность 6
 Арапло-Кизилкумский вал 331
 Аральское море 17, 238
 Арапова гора 210
 Араарат 286, 321, 322
 Арвисгой 55
 Арджееванский хребет 326, 327
 Ардон 280, 290, 291, 294, 303, 304
 Армянское плоскогорье 271, 273, 320
 Арнчай 323
 Арсиан 321
 Арсианская хребет 321, 322
 Аршами гора 181
 Асса река 291, 293, 308
 Ахалкалакское плоскогорье 323
 Ахалцихская котловина 327
 Ахалцихские горы 325
 Ахдаг 321
 Ахтальские грязи 316
 Ахтанизовская сопка 276
 Ахтуба р. 238
 Аюдаг 257, 258
 Аян 254, 255
 Бабуган 245, 246, 252, 256, 264
 Базардюзи 278, 286, 291, 294, 309
 Байдарская долина 250, 252, 254, 255,
 264, 265, 268
 Байдарские ворота 244, 246
 Бакал 220
 Баксан река 290, 291, 302
 Балаклава 259
 Балахнинская низменность 138, 144
 Балахнинско-Бетлужская низина 139,
 140
 Балтийский щит 8, 9, 11, 12, 14, 17—
 19, 102
 Балтийско-Беломорский водораздел 51
 Балтийско-Беломорский канал 49
 Балтийско-Беломорский массив 18
 Балтийско-Беломорский пролив 48
 Балтское плато 167
 Балыклемя 194, 200
 Барнуковская пещера 197
 Баскунчак 9, 12, 17, 233, 236, 237
 Бахмач-Харьковская мульда 40
 Бахмутская котловина 15

- Беденекыр 252
 Бежецкий верх 112, 123
 Белая гора 110
 Белая гряда 112
 Белая река (Уральская) 191, 208, 211,
 240, 359, 362
 Белецкая степь 162
 Белое море 27, 39, 45, 47, 48, 50, 51,
 80, 82, 102, 114, 119
 Белое озеро 80, 102, 108, 110, 111
 Беловерская впадина 112
 Беловерские гряды 112
 Беломорская равнина 51
 Беломорское плато 81
 Беломорско-Кулойский уступ 81
 Белосарайская коса 226, 228
 Бельмак-могила 170
 Бердия река 200
 Бердянская коса 227
 Бердинско-Мариупольский массив 10,
 164, 170
 Березина река 102, 116, 136
 Березовские горы 206
 Березорадониское озеро 108
 Бессарабия 10, 11, 160—163, 214
 Бештау 286, 306, 308
 Бештекс 252
 Бин-баш-хоба 255
 Бирючевские пороги 17
 Бирючий остров 226
 Бишчохо 9, 12, 47, 235, 236
 Бодго 12, 236
 Боковой хребет 287, 296, 301, 304
 Боково-Хрустальная мульда 15
 Большелемельская тундра 12, 54, 57,
 70, 330, 331, 333
 Большелемельский хребет 53, 55, 56
 Большие Ворота 64
 Бонема гора 112
 Борисова грива 89
 Борисоглебский оз 117
 Борлинская флексура 205
 Боткиульская котловина 236
 Бояханова гора 176
 Буг Западный 136, 167
 Буг Южный 8, 448, 160, 164, 167—
 169, 220
 Бугульминское плато 209
 Бузулукский бор 239
 Буйловка 11
 Булгачак 269, 270
 Вага река 73, 78, 79, 81, 82
 Ваганова гора 350
 Вайская впадина 80, 81
 Валдайская гряда 102—107, 110—113,
 116, 117
 Валдайское озеро 104
 Валдайско-Онежский глипт 96, 102,
 105, 111, 113, 114
 Варпутская долина 252
 Варта-Вычегодский пояс 96, 116, 119
 Варшавское расширение 138
 Ваханский хребет 327
 Вашутини озера 55, 56
 Великая река (Псковская) 96, 97, 102,
 106, 117
 Великая река (северная) 56
 Вепсовская возвышенность 107, 109,
 112
 Верблюд гора 306
 Верхиеволожские озера 103
 Верхнекамский увал 188
 Верхне-Печорская равнина 61
 Веселые горы 347, 349
 Ветлуга река 125, 131, 132, 141—143
 Ветлужская низина 138, 142, 143
 Ветрелый Пояс 47, 50, 51, 110
 Видавское расширение 138
 Виленские высоты 113
 Вилкисвум 28
 Витебско-Невельский вал 113, 117
 Вишерский Камень 342
 Вишневые горы 347, 350
 Владикавказская равнина 280
 Владимирецкие холмы 417
 Владавское расширение 138
 Влоцлавское расширение 138
 Воже озеро 111, 113
 Военно-грузинская дорога 273
 Войские горы 117
 Волга 5, 12, 103, 107, 111, 112, 119,
 122, 123, 125—130, 133, 139—145,
 174, 190—211, 229—242
 Волга—Москва канал 122
 Волго-Ахтубинская долина 230, 237—
 239
 Волго-Донская переволока 192, 195,
 229, 241
 Волго-Донская система дислокаций 194
 Волго-Донской водораздел 200
 Волго-Уфимская возвышенность 208
 Волжская низина 128, 140
 Волжские озера 103
 Волжско-Беломорский водораздел 111
 Волжско-Двинский водораздел 125, 131
 Вологодская впадина 128, 130
 Волковая гряда 106, 113
 Волосовские дюны 140
 Воложская равнина 113
 Волхов 5, 17, 97—100
 Волховское озеро 98—100, 104
 Волчья тундра 43
 Волыно-Подольское плато 136, 137,
 162, 165—168
 Волынское плато 164
 Воробьев Камень 352
 Воробьевы горы 124
 Воробышные горы 363
 Воронеж река 130, 158, 159, 172, 177
 Воронежская глыба 9—12, 14, 17—19,
 173

- Восточная Предуральская гряда 341,
 350
 Восточно-Донская гряда 156, 172, 174
 Восточно-Европейская плита 11, 13,
 14, 18
 Восточно-русская впадина 11, 14, 18,
 19
 Восточно-уральская равнина 332, 351
 Выгозеро 47—51, 114
 Вымь река 64, 74, 78
 Высокая Парма 338, 344, 345
 Высокое Суземье 55
 Вычегда река 63, 73, 74, 78
 Вычегодский бассейн 82
 Вышневолоцкая гряда 111—113
 Вышневолоцко-Новоторжский вал 9,
 13, 112
 Вятский увал 9, 12—14, 133, 143, 144,
 185—188
 Вятско-Камская равнина 188
Галическое озеро 128, 130
 Галическо-Плесская возвышенность
 126, 130
 Галичья гора 173
 Гапсельга 108
 Гаре-Кахетское плоскогорье 315
 Гезалдаринский хребет 325
 Гездек 300
 Герабский хребет 310
 Гимарайх 286, 287
 Гимринский хребет 309—312
 Гиналдаг 325
 Гирвас 48
 Гистола 286, 290
 Главный хребет Кавказа 271—273,
 286—290, 296, 302, 309, 313, 315,
 320
 Главный Уральский хребет 338
 Глинт 83, 85, 86, 93—95, 97, 113
 Глинт карбоновый 102, 105, 111, 113
 Глухой кряж 110
 Гнездно-Терагольский кряж 136
 Гнетю гора 334
 Гнилое море 222
 Гнилушкинский купол 201
 Гокча 324
 Гокчинское плоскогорье 324
 Голубые горы 51, 110
 Гома-Циновела 325
 Гомборис-цива-мта 315
 Горелая тундра 30
 Горийская равнина 314, 328
 Городищенская гора 176, 197
 Городокско-Невельская гряда 115
 Гофмана ледник 338
 Градобойная гора 350
 Грибоваховская гора 184
 Гробовская гора 353
 Гроаненский хребет 272
 Грузинская котловина 98
 Грушевско-Несветаевская мульда 15
 Гряда Никитина 116
 Гризовоцко-Тутаевская возвышен-
 ность 126, 130
 Губерлинские горы 332, 357, 358, 368
 Гудило 226
 Гумалинская котловина 312
 Гунибское плато 310, 311
 Давида гора 326
 Дагестан 272, 277, 278, 309—313
 Дагестан верхний 309, 310
 Дагестан внешний 309, 311—313
 Дагестан внутренний 309—311
 Дагестан нижний 309, 310
 Даидаг 325
 Даниловская гряда 121
 Дарада хребет 310
 Дарагеэский хребет 325
 Дарьяльское ущелье 286
 Даутэли 265, 267
 Двина Западная 102, 103, 106, 107,
 111, 115, 117, 119, 166
 Двина Северная 17, 60, 73, 75, 77—79,
 81, 82, 110, 115, 119, 125
 Двинская депрессия 79, 81, 82, 114
 Двинский залив 27, 114
 Двино-Пинежский водораздел 79
 Девичий курган 204
 Девонская ось 12, 18, 19, 119
 Демерджи 245, 246, 248, 264
 Демиркапу 246
 Денежкин Камень 347, 350
 Десна р. 145, 148, 149, 152, 153, 166,
 172, 174, 176
 Деснинское полосье 138, 152
 Джантепе 266, 270
 Джеджим-парма 64, 65
 Джелтмесские горы 303
 Джинал 302, 308
 Джорджава 267, 270
 Джугура 306
 Джялдже 231
 Диабазовый хребет 293
 Дибар 286, 299
 Дибы горы 173
 Диго-Балкарская цепь 287
 Дигорская котловина 304
 Дидковского горы 337
 Диклосмта 296, 309
 Днепр 5, 8, 111, 115, 117, 119—121,
 136, 145—153, 159, 163, 164, 166,
 168—172, 174, 176, 180, 215, 216,
 218, 220, 226
 Днепровская низменность 12, 145
 Днепровская плита 8, 10, 164, 182
 Днепровские пороги 166, 216
 Днепровско-Донецкая мульда 12, 16,
 18, 19
 Днепровско-Донской Конечноморен-
 ный пояс 96, 119

- Днестр 148, 160, 162—164, 167,—
 169
 Днестровский лиман 218
 Долгая коса 228
 Долгие озера 51
 Долгий оз 117
 Долгоруковская яйла 245, 250, 264
 Доликанско-Садковская мульда 15
 Домашний Камень 353
 Домбай-Ульген 290
 Дон 5, 12, 14, 130, 145, 155—159, 172—
 175, 177, 180, 181, 192, 194, 198,
 227, 228, 230, 232, 241
 Донец 146, 148, 151, 166, 172, 174—
 176, 180—184, 226
 Донецкий бассейн 10, 182
 Донецкий кряж 9—12, 15—18, 164,
 170, 181—184, 226, 231
 Донецкий плен 182
 Донецко-Маньышлакская геосинкли-
 наль 18
 Доно-Медведицкая полоса 9, 14, 17,
 181, 193, 194, 232, 240
 Донецкое поднятие 194
 Донское полесье 159
 Древнебалтийское море 87, 88
 Дресвяная степь 346
 Дудергоф 85, 93, 94
 Дунай 163, 214, 220, 245
 Дыхсу 290
 Дыхтау 286, 287
 Дюрмень 266
 Дюртлитау 208
 Дятловы горы 113
- Е**впаторийский залив 220
 Евпаторийское плато 217, 220
 Едей-яган-салайдей 56
 Ежовая гора 350
 Елгабская грязь 96
 Ельниковский узел 176
 Ельшанские горы 356
 Ендольская сопка 347, 350
 Ергени 5, 11, 12, 17, 193—195, 214,
 229—233, 238, 240—242, 279
 Ердюкорт 308
 Ереванская равнина 328, 329
 Ершинская котловина 308
 Ершитарчимское ущелье 308
- Ж**елезная гора 306
 Железная тундра 45
 Железные ворота 63
 Жигулевская труба 204
 Жигулевские ворота 207
 Жигули 9, 14, 18, 199, 204—207,
 209
 Жужини горы 349
 Журавлев Камень 350
 Журавлинский Камень 347, 349
- Забереский кряж 136
 Заволжская низина 200, 203, 204, 208,
 239—242
 Заволжская равнина 208, 210
 Закавказское плоскогорье 322, 323
 Закавказье 6, 16, 265, 271, 272, 287,
 288, 313—328
 Замочный Камень 342
 Зангезурский хребет 323—325
 Западная Предуральская гряда 342,
 343, 352
 Западно-украинское плато 164
 Запорожская равнина 170—172, 215
 Запорожское понижение 170, 215, 216
 Засурские леса 195
 Засурье лесное 195
 Зейтинкопш 246, 252
 Зеленая могила 170
 Земляной хребет 55
 Зигальга 361
 Зикара 287, 296, 297
 Зильмердаг 363
 Зимний берег 27
 Змиева гора 306
 Золинские бугры 141
 Золотой бугор 140
 Золотой Камень 346, 347, 350, 353
 Золотой Курган 306
 Зыхская долина 300
 Зюраткуль озеро 361
 Зюраткуль хребет 361
- И**валды 360
 Ивдельская сопка 348
 Иёинская котловина 91, 93
 Иджид-парма 53, 345, 383
 Изvezная гора 349
 Иласский Поясовый Камень 342
 Илецкая Защита 213
 Иловля река 200, 201, 241
 Ильчанская низина 61—63
 Ильини горы 112
 Ильмено-Волховская низина 104
 Ильменские горы 332, 350, 355
 Ильменский глинт 98
 Ильменское озеро 355
 Ильмень 96, 97—100, 102, 103, 107, 110
 Ильхи-даг (Закавказье) 299, 321
 Имандро озеро 26—29, 34, 39, 43, 44
 Иман-кара гора 239
 Имеретинский хребет 325, 326
 Индерские горы 237
 Индерское озеро 237, 239
 Инкерман 259
 Иокангское озеро 32
 Иокостровская Имандра 27
 Иольдиевое море 48, 84, 93, 100
 Иора река 315
 Иргизская мульда 14
 Иремель гора 359—361
 Ирамельская гора 359

- Ирендык 332, 357
 Ириновская возвышенность 86, 88
 Исачки 9, 146
 Исследовательский хребет 335
 Ишерим гора 330, 335, 342

К
 Кабан гора 306
 Кабардин 296
 Кабардино-Сунженский хребет 272, 280
 Кабардинская равнина 280
 Кабардинские горы 280
 Кабириадикская впадина 300
 Кавалахта 94
 Кавказ 5, 6, 8, 10, 11, 16—18, 182, 214, 222, 265, 271, 272, 275, 277, 281, 285
 Кавказ Малый 16, 271, 272, 319, 320—329
 Кавказ Северный 272, 273, 308
 Казанское Закамье 138, 191, 197
 Казачьи пески 234
 Казбек 272, 286—288, 293, 321
 Казбекский-Диабазовый хребет 287, 304
 Калаус река 279
 Калачская возвышенность 155—157
 Калмыцкая степь 231—233, 277
 Калу хребет 352
 Кальмус река 8
 Кальтбер 287, 290
 Кама р. 5, 13, 61, 125, 130—133, 138, 144, 185, 188—191, 203, 239, 240, 338, 354
 Каменная грива 89
 Каменная могила 170
 Каменноугольная гряда 53, 62, 64
 Каменик (Кольский п-ов) 28, 43
 Каменик (Валдай) 103, 106
 Каменный Мар 211
 Каменный Пояс 330
 Каменный яр 233
 Камышинка река 200
 Кандабуланская гора 209
 Кандалакшский залив 27, 38, 45, 46
 Каневская дислокация 9, 13, 17
 Канин Камень 66, 72
 Канин Нос 15, 66, 71
 Канин полуостров 11, 15, 63, 66, 71, 72, 82
 Канинская тундра 66, 74
 Канинский кряж 63
 Капуджих 325
 Карабахская степь 319
 Карабахский хребет 319, 323, 324, 325
 Карабахское плоскогорье 323
 Караби-яла 245, 246, 248, 250, 252, 255, 259, 260, 264
 Карадаг гора 258, 260, 263, 265
 Карангыт 266
 Карагатская терраса 284, 285, 314

 Карасух-Хуламский 291
 Каратая (Уральский) 332, 354
 Каратая 9, 363, 365
 Карагом 287
 Караташ хребет 361
 Караульная сопка 350
 Каравульный бугор 204
 Каракаевская гряда 54
 Караглийские горы 332, 368
 Каельский перешеек 83, 86, 88, 89, 95
 Каракадинские горы 350
 Карман-Курук гора 186
 Карнеева гора 353
 Карпинского гора 337
 Карагалийский хребет 271, 296, 314
 Каартушанские могилы 183
 Калязин хребет 363
 Касимовская гряда 139, 140, 155
 Каслинско-Сысертский кряж 347, 349, 350
 Каспий 5, 6, 7, 11, 12, 17, 80, 119, 133, 144, 190, 191, 201, 210, 218, 220, 227—235, 238, 239, 241, 242, 271, 272, 276—278, 320, 332, 361, 363
 Каспийская равнина 233, 238
 Кассарское ущелье 290, 304
 Кастель гора 258
 Катагарские сопки 64
 Картан-Якан-тепе 259
 Катышерский Камень 348
 Кахетинская равнина 314, 328
 Кахетинский хребет 271, 296, 314—316
 Нахновские холмы 117
 Качканар 350
 Кваркуш 347, 352, 353
 Кедровская гора 349
 Кедровый Спой 347, 353
 Кейва Малая 45
 Кейвы 27, 29, 32, 33
 Келецко-Сандомирский кряж 9, 10, 118, 182
 Кемахский хребет 312
 Кенозеро 110, 114
 Кенозерская гряда 110, 112
 Керенско-Чембарские поднятия 13, 14
 Керченский полуостров 245, 261—263, 265, 266, 268, 275, 276
 Керченский пролив 5, 151, 268
 Керченско-Таманская складчатость 276
 Кечерское плато 311
 Кианитовые сопки 352
 Кивач 48
 Кизил-Агач 318
 Кизил-Зиарат 321
 Кизилташский лиман 276
 Кизил-хоба 250, 255—257
 Кильдин остров 26, 27, 29, 30, 31, 36
 Кинжал гора 306
 Кионская цепь 302

- Киенхех 302
 Киргишанский увал 353
 Кириловские высоты 112
 Кирхгоф 93—95
 Киршина гора 349
 Киршинский Камень 353
 Кисловодское плато 306, 308
 Кленовогорская возвышенность 187
 Клинско-Дмитровская гряда 121, 122,
 124, 140
 Клюхор 294
 Клязьминская низина 143
 Клязьминская сопка 350
 Кобеликские пороги 120
 Кобинская впадина 300
 Кодор река 314
 Кодорский ледник 290
 Кодорский хребет 287, 313
 Кожим-из 342
 Кой-кара 239
 Койн 342
 Койсу Аварский 309, 311
 Койсу Андийский 309
 Койсу Казикумукский 309
 Колтуев остров 53, 60
 Колки остров 235
 Колоколкова губа 54
 Колтуши 86, 88, 90
 Колхиды 271, 314, 317
 Колчинская поляна 346
 Колчинский Камень 346
 Кольская горная область 26
 Кольский залив 28—30
 Кольский полуостров 12, 26, 31, 114,
 115
 Кольский среднегорный район 29, 33
 Кольца гора 308
 Конгуро-Алангозский хребет 325
 Конжаковский Камень 348
 Коноваловский увал 353
 Коношская возвышенность 113
 Константинов Камень 330, 334
 Кентуганский увал 353
 Конушин мыс 71
 Кончина Полянка 346
 Копна гора 353
 Коренной Поясовый Из 342
 Коренной Урал 339
 Коровий хребет 89
 Корсак-Могила 170
 Корюковский кряж 136
 Косминский Камень 53, 63, 76
 Косминское озеро 63
 Костромская низина 126, 128—130
 Косьвицкий Камень 347, 348
 Кошка гора 257
 Коштантай 286, 287, 303
 Красная горка 85
 Красная Поляна 283
 Красноглинские горы 355
 Красносельские высоты 85
 Краснососненская флексура 205
 Краснохолмская возвышенность 123
 Красные горы 132
 Кременец гора 181
 Кременецко-Дубенско-Острожская до-
 лина 137
 Кременские горы 199
 Крестовая гора 38
 Крестовая гора (Крым) 257
 Крестовая гора (Урал) 353
 Крестовый перевал 294, 296, 297
 Кривая коса 226
 Круглая гора 355
 Крутая гора 353
 Крым горный 6, 11, 244—270, 285
 Крымский полуостров 10, 214, 218,
 220, 222, 226, 244, 262
 Кряж Чернышева 19, 53, 56, 61, 62
 Кубанская депрессия 16
 Кубань река 218, 265, 276, 279, 290,
 291, 293, 303, 304, 306, 308
 Кубинская равнина 128, 278
 Кубинско-Вельское плато 80
 Кубинское озеро 80, 81, 111—113
 Кужецкое полесье 197
 Кузнецовых гора 334
 Кузьмины горы 113
 Кукисум 35, 36, 42
 Кулимир 309, 310
 Кулей река 71, 73, 74, 76, 79, 81, 82
 Кулойско-Пинежский водораздел 81
 Кума река 12, 214, 235, 277, 279, 306
 Кумо-Каспийская низменность 277
 Кумо-Маныгская степь 234
 Кумыцкая степь 277
 Кунгурская пещера 354
 Куря река 273, 296, 315, 318—320,
 332—327
 Курган Мечетный 183
 Куринская депрессия 16
 Куро-Араксинская низменность 271,
 318—320
 Куссарская равнина 278
 Куйильницкий лиман 218
 Кырлинский Камень 343, 347
 Кытльымский увал 349
 Кыштымско-Каслинские озера 356
 Лабина гора 303
 Лагические горы 273, 299
 Лагори 313
 Ладога Старая 94
 Ладожское озеро 7, 13, 47, 48, 83,
 85, 88—91, 95, 97, 98, 102, 103, 110,
 166
 Ласпинская долина 252
 Лехенский хребет 327
 Лахта 84, 87
 Лача озеро 111, 113, 114
 Левина гора 349
 Ледская возвышенность 79

- Лекзыр 298
 Ленинканское плоскогорье 323
 Ленинские горы 124
 Ленкорань 320
 Левшинские морены 82
 Лесистый хребет 303, 309
 Летичев г. 168
 Летовские холмы 76, 82
 Лехи 313
 Лечгумский хребет 287
 Лижемская губа 47
 Лимены 250, 252, 258
 Линия Карпинского 10, 17
 Липовая гора 353
 Липовый увал 350
 Лиственная гора 353
 Лиственичный Камень 343
 Литовско-Белорусские возвышенности 116
 Литориновое море 84—89
 Лихисмта 327
 Ловать река 5, 12, 17, 96, 97, 100, 106, 166
 Ловозеро 27, 28, 33, 34, 43
 Ловозерские тундры 28, 29, 33, 34, 36, 39, 40, 43
 Ловчорр 36
 Лонбатан 301
 Лольинский Камень 343
 Лорийское плоскогорье 323
 Лоянские озера 49
 Луга река 85, 93, 95, 97, 99
 Лудоватый мыс 71
 Лужская губа 85
 Лужско-Наровский водораздел 84
 Лундухузаб 342
 Луцко-Деражнинская долина 137
 Луцко-Ровненская долина 137
 Луяяртурт 28, 34, 38, 42
 Лысая гора 306
 Лысая гора (Жигули) 204
 Лысая гора (Кавказ) 281, 306
 Лысая гора (Крым) 260
 Лысая гора (Урал) 353
 Люствен-слуда 64
 Лявчорр 28
 Ляга-чугры 61, 344, 345
 Лялинский Камень 347, 349
 Магдалинский Камень 347, 349
 Магнитные горы 361
 Мадатап 321
 Мазанова гора 181
 Майтуба 49
 Максимов увал 350
 Малиновая гора 353
 Малоzemельская тундра 53, 54, 55, 59
 Малые ворота 64
 Мамеева гора 356
 Мамисонский перевал 290
 Мангуп-Кале 259, 260
 Мангышлак 9, 10, 12, 17, 182, 232
 Мангышлакский Карагат 12, 15
 Маныч река 5, 218, 226—232, 235, 238, 279
 Мари-Турецкое плато 187
 Мариупольское плато 164
 Маркизова лужа 88
 Мартыновские горы 356
 Марухский ледник 288
 Марухский перевал 288
 Маткаль хребет 361
 Маура гора 112
 Машук 306
 Меганом 257, 261, 262
 Мегорские озера 108
 Медведица река 13, 14, 158, 192, 193, 195, 199—201, 241
 Медвежий Камень 343
 Медобор 161, 162
 Медовая гора 306
 Мезенская губа 13, 71, 81, 82
 Мезенско-Канинская равнина 66
 Мезень река 63, 65, 66, 71, 73, 75, 76, 77, 81, 82
 Мепискало 296
 Мертвая парма 338, 345
 Месхийский хребет 271, 318, 327
 Мехтинген 302
 Мещерская низина 138—140, 155
 Мзымта река 283, 290
 Миас река 352, 359
 Миаские горы 353
 Микулкин мыс 353
 Милацкая терраса 149—151, 263, 285
 Милионский Сырх 296
 Мильская степь 319, 320
 Мингрельская равнина 328
 Минисей хребет 334
 Мисханский хребет 321
 Митридатский гребень 268
 Могаби гора 257
 Могила Острая 183
 Могохский хребет 310
 Мокрые горы 321
 Мокшинская низина 138, 140, 195
 Молдавские леса 152
 Молебный Камень 342
 Молодецкий Камень 254
 Молочный лиман 218
 Молчанский Камень 347, 353
 Монастырская терраса 149—151, 263, 285, 314
 Монтангуш хребет 361
 Монча-тундра 28, 29, 34, 43
 Морепай 333
 Морквашинский буерак 204
 Моркинская возвышенность 186
 Мортайский Камень 342
 Мосина гора 356
 Москва река 122, 124
 Мотовский залив 30

- Моковая сопка 54
 Мощинское озеро 79
 Мстинская впадина 104
 Муганская степь 318, 319, 320
 Мугоджары 5, 6, 11, 16, 208, 213,
 238, 331, 332, 367, 368
 Муравская сторона 177
 Муравский шлях 174, 177
 Муравынский Камень 339, 342
 Мургуский хребет 325
 Мурманский берег 27, 36
 Мурманский сброс 27
 Муров-даг 319, 324, 325
 Мухрано-Сагурамская равнина 314,
 328, 329
 Мухурская котловина 313
 Мыший хребет 53, 57
 Мяколовецкий кряж 136
 Нагольный кряж 184
 Надвоицкие падуны 48
 Накас хребет 211
 Накеральский хребет 313
 Наралинские горы 355
 Нарат-тюбе 312
 Нарвский залив 85
 Нардомен-пай 335
 Народная гора 337, 338
 Народо-Итынский кряж 335, 337
 Нары хребет 361
 Нева река 83, 86, 88, 89, 95, 166
 Невельская гряда 115
 Невская равнина 89
 Ненецкая гряда 54
 Непискаро 325
 Непуби-ур 338
 Нетюпай 334
 Нижнепечорская земля 53
 Никитская яйла 245, 252, 264
 Нистуко хребет 303
 Ницкая терраса 150, 263, 285
 Новодевичий горы 199
 Новоэвксинская терраса 285
 Ногайская степь 234
 Ногозерско - Кольская депрессия 29,
 33
 Нукаш 361
 Нуратая 9, 17
 Нурутш 361
 Нухинская равнина 328
 Нью-диэмба-хой 64
 Няндомские морены 82, 112, 113
Об 338
 Обдорские горы 334
 Обиточная коса 227
 Обская тундра 334
 Общий Сырт 5, 14, 193, 209, 211,
 238, 240, 241, 359
 Обь-Печорский Канал 339
 Овин-парма 338, 345
 Одесский залив 12, 214, 220
 Одиночный Камень 353
 Одолары 258
 Озерянский кряж 136
 Ока река 129, 130, 139—141, 144, 145,
 152, 155, 159, 166, 172, 176, 179,
 191, 209
 Оковской лес 176
 Окская низина 140—144, 191
 Окские ворота 140
 Окско-Волжская низина 139, 141
 Окско-Донская низменность 155, 159
 Окско-Донской клин 156, 177
 Окское полесье 138
 Окско-Клязьминская складка 140
 Окско-Клязьминский бассейн 144
 Окско-Цнинский вал 9, 13, 14, 140
 Окуловский бор 140
 Онега река, 17, 46, 50, 102, 110—115
 Онего-Беломорский водораздел 110
 Онего-Беломорский перешеек 47
 Онего-Двинское междуречье 79
 Онего-Ладожский перешеек 48
 Онежская депрессия 79, 110, 114
 Онежский залив 27, 47, 50, 51, 114
 Онежский перешеек 83
 Онежский полуостров 102, 114
 Онежский уступ 110
 Онежское озеро 7, 13, 46—48, 51, 83,
 90, 91, 93, 95, 96, 100, 101, 108,
 110, 113, 114
 Опольщина 124
 Опук гора 245, 265
 Опочецкий бор 117
 Оргеевская возвышенность 162
 Орджоникидзевская равнина 280, 281
 Ореховая гора 105
 Оршанско-Кокшайская возвышенность
 187
 Оршинские мхи 130
 Осетинская котловина 304
 Осиновая гора 173
 Осиновая гора (Урал) 353
 Осялинский Камень 353
 Особинская гора 209
 Осташковская гряда 106, 111
 Острая гора (Кавказ) 306
 Острая гора (Урал) 353
 Острая Могила 183, 303
 Острый Камень 347, 353
 Оськие горы 117
 Оський бор 117
 Оч-парма 64, 65
 Оштен гора 281, 286—289, 291, 302
Павдинский Камень 347, 350
 Пайдая 56
 Пайхой 17, 53, 56, 59, 60, 330, 332,
 333, 334
 Пайяр 334
 Палеозойский вал 14

- Паликарские горы 28, 43
 Памбакский хребет 324, 325
 Панавский хребет 287, 313
 Панские возвышенности 29, 43
 Паратская возвышенность 187
 Парма Большая 61
 Парма-Слуда 64
 Парпачский гребень 265—268
 Партенит 258, 262
 Пас-нер 339, 343
 Пастбищный хребет 302, 309
 Пахомова гора 353
 Паэ-Дая-хой 333
 Пейпс озеро 97, 110
 Перевальная гора 308
 Передовой хребт 309
 Переокоп 220, 222, 224
 Переломные горы 347, 350
 Перикительская цепь 296, 309
 Перечингил 324
 Пермская ось 9, 14, 207
 Перчем 262, 263
 Пестрые горы 309
 Путрунъ-из 339
 Печора река 11, 19, 53—62, 65, 332, 342
 Печорская низменность 54, 57, 59—62, 338
 Пёчорская равнина 61
 Пивиха гора 9, 17, 151
 Пикетная гора 279
 Пик Сталина 7,
 Пинежско-Двинское плато 82
 Пинежско-Мезенская низина 82
 Пирамидная гора 181
 Писъехой 53, 57
 Питков Камень 53, 55
 Плака мыс 258
 Плещивая гора 353
 Плоцкая гора 181
 Подмосковная котловина 11—14, 19
 Подольское плато 163, 164
 Пок-ю-из 53, 64
 Полесский вал 11, 12, 13, 18, 19, 98
 Полесье 10, 13, 119, 136—139, 141, 147, 151, 152, 164, 166, 167, 169
 Полистовско-Ловэтьский вал 98
 Полтавская терраса 151
 Польская мульда 11, 17, 19
 Польско-германская мульда 12
 Полядов Камень 346
 Полядов кряж 330, 332, 346, 347.
 Полянки 346
 Поморский берег 50
 Помяненный Камень 346, 347
 Поной река 27, 32, 33, 42—44
 Понтайский хребет 327
 Поозерье 102
 Порпорог 48
 Порозовской бор 117
 Потанина гора 350
 Пот-Чурк 53, 64
 Поясовый Камень 330, 338, 340, 342, 348, 350
 Предкавказская возвышенность 279
 Предкавказье 11, 16, 271, 273, 275, 276, 279
 Предкарпатская впадина 10
 Предуралье Чкаловское 210
 Преображенская гора 87
 Приазовская равнина 279
 Прибалтийская низменность 115
 Приволжская возвышенность 12, 144, 155, 156, 192, 194, 195, 199, 203, 241
 Приволжская грязь 238
 Придеснинское плато 152
 Приднепровское плато 164, 165, 168
 Приильменская котловина 98
 Прикаспийская впадина 11, 12, 14
 Прикаспийская низменность 7, 12, 197, 208, 213, 235, 238, 239, 242, 279, 280
 Прикубанская равнина 276, 279, 281
 Приморская низменность 278
 Приневская впадина 85, 86, 88, 89, 94
 Припятская низина 136
 Припять река 8, 136, 137, 138, 151
 Приуральская возвышенность 241
 Причерноморская впадина 11, 12, 18, 164
 Причусовское понижение 353
 Пролейско-Щепкинский грабен 193
 Пропашинский Камень 343, 347
 Псковское озеро 95—97, 102
 Пулавское расширение 138
 Пулково 85, 93
 Пурминский Камень 342
 Пртуле хребет 325
 Пшаф 303
 Пым-ва-ю 57
 Пьяна река 196, 197
 Пятигорские лакколиты 11
 Пятигорье 272, 302, 306
 Развалка гора 306, 308
 Раскат гора 365
 Рассольный Камень 346
 Расстеский Камень 347, 353
 Рахманка хребет 363
 Рачинский хребет 287, 313
 Ревельские горы 353
 Ревдинский кряж 347, 353
 Ревеницкие горы 106
 Речи хребет 313
 Риони река 5, 273, 294, 297, 313, 314, 317, 318, 326
 Рионская низменность 271, 317
 Рипейские горы 330
 Романкош 246
 Русская плита 10, 15—18, 227, 271
 Русская равнина 8, 17, 124

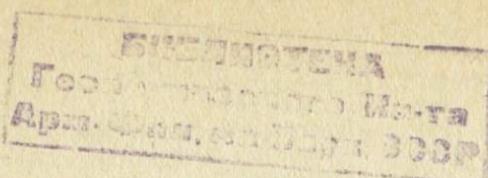
- Русские могилы 183
 Рыбачий полуостров 26—30, 36
 Рыбное озеро 93, 94
 Рязанско-Костромской прогиб 13, 14
 Рязанско-Тамбовская впадина 155, 173
 177
 Ристак хребет 356
Сабик 353
 Сабля гора 330, 338, 345
 Сабнова-Джалганская хребет 312
 Сабыр 356
 Савайбей 333
 Саимтерис 315
 Сакаштау 365
 Сал река 228
 Салатай хребет 309—312
 Салатим 341
 Салгир река 217, 220, 246, 254, 260,
 261, 263
 Саледь 338
 Сало-Манычский водораздел 9, 11, 17,
 193, 228, 231, 232
 Салтинское ущелье 311
 Сальная тундра 29, 43
 Сальпауселье 45, 51, 52, 96, 114
 Самарская Лука 14, 193, 197, 204—
 207, 240
 Самарские ворота 207, 209
 Самасар 321, 323
 Самур река 278, 309
 Самурские Альпы 294
 Сандомирское расширение 138
 Сандырева гора 112
 Сапожковский водораздел 156
 Саранная гора 350
 Сарпинские озера 230, 233
 Сарыбаш 220
 Састинские озера 235
 Саур-Могила 184
 Сацалико 313
 Сванетский хребет 287
 Свирь река 48, 83, 90, 91, 93, 96, 108,
 113
 Свигла река 196—198, 202, 241
 Святая гора 116
 Святой мыс 64
 Святой Нос 27
 Святоносская губа 32, 38
 Севан озеро 321, 324
 Северные увалы 119, 125, 131, 188
 Северо-Двинская область 73
 Северо-Двинский бассейн 73
 Северо-Украинская мульда 12, 19
 Северо-Украинский бассейн 146, 151
 Северская сторона 176
 Серозеро 46, 48, 51, 52, 114
 Сёд-из 339
 Селигер озеро 103, 104, 107
 Селижаровка река 107, 111
 Семичеловечный Камень 350
 Сенгилеевские горы 199
 Сенгилеевский водораздел 199
 Сернур гора 186
 Сестрорецкие дюны 87
 Сещинский узел 176
 Сибиряковская дорога 340
 Сиваш 166, 215, 220, 222, 224, 226, 263
 Сигорецкие холмы 117
 Силурийское плато 92, 93, 95
 Синарские горы 347, 350
 Синие горы 51, 110, 132
 Синие Камни 308
 Синия гора 349
 Сиратур 355
 Сицилийская терраса 149, 150, 263,
 285
 Скалистый хребет 301—304, 309
 Скифский вал 10, 12, 13, 98, 115
 Славечанко-Овручский кряж 136
 Сланцевое ущелье 311
 Слободское плато 180
 Слободское поднятие 180
 Смоленско-Московская гряда 116
 Собачинский увал 350
 Собачья гора 350
 Соганлугский хребет 321, 322
 Сойкинский полуостров 84, 95
 Соколовы горы 207, 239
 Сокольи горы 209
 Соловецкие острова 52
 Сомхетский хребет 322, 324
 Сора хребет 340
 Сорочий увал 350
 Сосьвинский хребет 57
 Сотнурская возвышенность 187
 Сотчем-иоль-из 342
 Средний полуостров 29, 30
 Средне-Понайская возвышенность 29,
 43
 Среднерусская возвышенность 103, 141,
 145, 155, 156, 172—174—176, 177
 Ссарада 55
 Ставропольская возвышенность 11, 12,
 228, 232, 272, 273, 276, 277, 279
 Старик Камень 349
 Стаснов увал 353
 Степное плоскогорье 328
 Сторожевская степь 346
 Стрижамент 279
 Струги Красные 117
 Суваджские высоты 113
 Сувалты горы 352
 Суган 286, 287
 Суганская цепь 287, 303
 Сугун мыс 278
 Судак 151, 257, 261—263, 266
 Судома 117
 Судомские холмы 117
 Судская равнина 111
 Сука хребет 363
 Сукин увал 353

- Сулак река 12, 214, 277, 278, 309, 311
 Сулея хребет 363
 Сура река (Волжская) 13, 143, 192—
 198, 201, 241
 Сурамский перевал 327
 Сурамский хребет 271, 343, 327
 Сурская низина 138
 Сурско-Мошгинская полоса поднятий
 13, 14, 194
 Суук-хоба 249, 255
 Сухарная гора 349
 Сухаузкая 302, 304
 Сухие горы 363
 Сухогорский Камень 350
 Сухона река 73, 79, 81, 125, 126, 130
 Сухоно-Воронинский вал 14
 Сухоно-Унженский водораздел 79
 Сухонская впадина 79, 81, 128, 130
 Сухонское Заволочье 112
 Схалтинский хребет 325
 Сызран река 196, 198, 199, 204, 205,
 240, 241
 Сырая тундра 38
 Сырху-барзонд 287
 Сычевые горы 303
 Сямжеские холмы 126
Таврические горы 257
 Таганай 359, 360
 Таганаш 268
 Талабские острова 97
 Талабское озеро 96
 Талбей 56, 57
 Таловский хребет 355
 Талышинский хребет 271, 320, 328
 Таманский полуостров 265, 268, 271—
 273
 Тарская гора 281
 Тарханиут 219—226
 Таушантап 321
 Твибер-Ласкедар 298
 Тебердинский ледник 290
 Тебунос 286, 296, 297
 Телпос-из 337, 338, 345
 Тельшай-Островская гряда 96
 Тепе-Кермен 260
 Тепе-Оба 260
 Теплы горы 347, 350
 Тепселитау 312
 Терек река 12, 214, 235, 277—281, 291 —
 294, 297, 301, 309
 Терекемейская низменность 278
 Терешка река 199—201, 240
 Терская депрессия 16
 Терские Кейвы 44
 Терский берег 27, 43, 44
 Терский хребет 272, 280
 Терско-Сунженская возвышенность 280
 Терско-Сунженская равнина 280
 Тетнульд 286
 Тивтия горы 209
 Тилигульский лиман 218
 Тиман 11, 12, 15, 17, 19, 38, 53, 55, 59,
 61—67, 78, 330, 332, 333, 346
 Тиманская тундра 53
 Тиманский Камень 53, 64, 65
 Тиний-Тюбя 367
 Тирренская терраса 149—151, 262,
 263, 285, 314
 Тихвинские пески 100
 Тихтинген 286
 Тишибульская котловина 313
 Тилимимеер 310, 311
 Токмак Могила 170
 Толкачевский кряж 136
 Толтыры 160—162, 168
 Тонкий пролив 222
 Топорован озеро 321, 322
 Топсюс-Хосар 255
 Торжковская гряда 112
 Торре-Порре-из 342
 Торфян 278
 Точильная гора 213
 Триалетский хребет 322, 326, 328
 Туакская пещера 255
 Тубинский перевал 282
 Тувый хребет 356
 Туктурмыш 316
 Тулум-парма 346
 Тулымский Камень 343
 Тумбик 344
 Тумп-салъ 341
 Турий полуостров 45
 Турлинско-Шугозерская гряда 112
 Турут хребет 357
 Тылайский Камень 348
 Тырке 245, 264

 Уван хребет 361
 Угличская гряда 121
 Угловская возвышенность 86, 88
 Узень-Иргижский прогиб 14
 Узунлар озеро 266
 Узунсырт 260
 Уил река 14, 213, 239
 Уйташ 355
 Указы хребет 355
 Украинская возвышенность 19, 136,
 164, 165, 166
 Украинская мульда 12, 19, 145
 Украинская плита 10, 19, 146, 163,
 164, 173, 182, 214, 220
 Улаган 236
 Уллу-чиран 290
 Улутау 9, 16, 356, 365
 Ульяновско-Саратовский прогиб 13,
 14, 19, 194
 Умбяяр 27, 28, 34
 Умптек 28
 Ундорские горы 197
 Унженская низина 143, 191
 Унтинская гора 209

- Уомбык 28, 34, 36, 38, 39, 42
 Урага 258
 Урал река 5, 12, 211—213, 237, 239,
 330, 355, 359
 Урал Большой 334
 Урал Малый 334, 335
 Урал Орский 357, 358
 Урал Полярный 332, 334—340
 Урал Северный 53, 330, 332, 335—
 346, 362, 364
 Урал Средний 118, 330, 332, 346—
 351, 362
 Урал Южный 330, 332, 355—366
 Урало-Балтийская гряда 115
 Урало-Карпатская гряда 168
 Уралтау 351, 355, 358, 359, 362, 363
 Уральская гора 359
 Уральские горы 5, 6, 11, 14—19, 53—
 56, 59, 61—63, 67, 98, 106, 138, 189,
 208, 211, 330—368
 Уральско-Новоземельский ледник 36,
 38
 Уренъга 359, 360
 Урсалатай 208
 Урские конечные морены 82
 Урта 208
 Урязы 356
 Усинское болото 62
 Услонские горы 197
 Усольские горы 206
 Устюорт 5, 6, 10, 11, 18, 233
 Устьянское плато 79
 Уфалейский кряж 347, 353
 Уфимский горст 9, 17, 332
 Уфимское плато 11, 12, 331, 332, 365—
 367
 Ушба 286
- Ф**едотова коса 226
 Фенно-Скандия 19, 26, 36
 Финский гранитный массив 83, 96
 Финский залив 8, 17, 83, 85, 86, 88
 Фиолент мыс 244, 258, 265
 Фишт гора 281, 286—288, 291, 302
 Фофановы горы 141
 Фытнаргин 290
- Х**аджибейский лиман 218
 Хадымбаш 312
 Хадя гора 56
 Хайминский Камень 53, 64
 Хайпудырская губа 11, 59, 333, 334
 Халаца 287, 296
 Халде ледник 298
 Хаюр-Талга 231
 Хвамли хребет 313
 Хибинские тундры 28, 29, 33—42
 Хмелевые горы 353
 Хеджал 287
 Ходжалмакинский хребет 310
 Хозапин 323
- Хой-эква 341, 343
 Холгол 60
 Холмский горст 11, 12
 Хосмен-ба-хой 63
 Хоцкий холм 151
 Хреитская котловина 313
 Худай-берген 236
 Хуламо-Безингийская котловина 304
 Хумбур 340
 Хунзахское плато 311
 Хурисар 296
 Хусейн 339, 342
 Хъям гора 110
- Ц**алка 323
 Цаннер 298
 Царев Курган 204, 207, 209
 Царские колодцы 316
 Цейлам 309
 Цейская цепь 287
 Цейский ледник 290
 Центральная увалистая область 119
 Центрально-русская плита 146, 172
 Цива 315
 Цива-Гамборский хребет 296
 Ципина гора 412
 Цители 296
 Цитлоби 316
 Цихеджвари 321
 Чихис-дзири 271
 Чининская антиклиналь 13, 194
 Чобемеер 309
 Чорх-ершинское ущелье 308
 Чорхская котловина 308
 Чорхское ущелье 308
 Чхенис-Цхали 294, 313
- Ч**айцы мыс 64
 Чайцынский Камень 53, 64, 65
 Чалаат 298
 Чалдинский хребет 310
 Чалдырский хребет 322
 Чаловские гряды 426
 Чалон-Хамур 9, 17, 193, 230, 232
 Чамны-Бурун 258
 Чапчачи 9, 12, 17, 236
 Чарондо озеро 80, 111, 113
 Чатырдаг 245—251, 253—256, 262,
 264
 Чауда мыс 263
 Чаудинская терраса 263, 284, 285, 314
 Чахл-нер 341
 Чошновские горы 355
 Чегемская котловина 291, 304
 Чедымо-Чевширский хребет 313
 Чедымский хребет 287
 Чемодан гора 311
 Червленые Яры 177
 Чердынский Камень 347, 353
 Черемшанская гора 350
 Черкасская терраса 151

- Черниговское полесье 152
 Чернишная гора 349
 Черное море 119, 120, 153, 163, 170,
 171, 214—216, 218, 220, 224—228,
 238, 244, 245, 257, 261, 263, 268, 271,
 273, 276, 284, 313, 320
 Черноморская депрессия 16, 214
 Черноморская равнина 214, 220
 Черноморско-Азовский бассейн 158
 Черноморье 163
 Черные горы 302, 309
 Черные горы (Урал) 340, 350
 Черный Яр 233, 235
 Чернышева кряж 19, 53, 56, 61, 62,
 330, 335
 Четлакский Камень 53, 63, 76
 Чеченская равнина 280
 Чешская губа 15, 63, 66, 71, 72
 Чикманский Камень 347, 353
 Чипер 290
 Чистоп 341
 Чистяковская мульда 15
 Чкаловское Предуралье 210
 Чекран 151
 Чубарова гора 349
 Чувальский Камень 343
 Чуры 345
 Чудское озеро 95—97
 Чукшинская гора 186
 Чулгизыдаг 299
 Чумлицкая равнина 352
 Чуна-тундра 28, 29, 34, 43
 Чухломское озеро 126, 128, 130
 Чушкакульский хребет 368
Шавшетский хребет 321, 325
 Шайтан 349
 Шалбуадаг 286, 294, 296
 Шартым 356
 Шахдаг 278, 286, 299, 325
 Шахдагский хребет 324, 325
 Шеким-из 61, 344, 345
 Шексинская гряда 112
 Шелхметские горы 204
 Шелуидовая гора 306
 Шедывачина шишкы 365
 Шемахинские горы 299, 300, 319
 Шемур 340, 347, 350
 Шереметские горы 347, 349
 Шечиковы 151
 Шиланская гора 209
 Шимозерские гряды 108
 Шиндал гора 112
 Ширахи 315
 Ширванская степь 319
 Ширяевский буерак 204, 206
 Шишка гора 353
 Шишко скала 252
 Шиштап 321
 Шодуцаяк 353
 Шомоховские сопки 71
 Шоринский увал 350
 Шорташские горы 347, 350
 Шуйда хребет 363
 Шунудаг 309
 Шурагельское плоскогорье 323
 Шурчинская гора 186
 Шуур-урт 32
 Шхара 286, 290
Щегловская возвышенность 86, 88
 Щепины горы 64
 Щучий Камень 353
 Эбель-из 344, 345
 Эклизи-бурун 246, 247
 Элдар 315
 Эльбрус 272, 279, 286—288, 290, 321
 Эльбурс 271
 Эльдама 312
 Элькен-кая 245
 Эльтон 12, 236, 237, 240
 Эмбенское плато 213
 Энаре озеро 27, 33, 43
 Эней хребет 55
 Эрджилам 309
Юбришкин Камень 343
 Югорский полуостров 59
 Югорский Шар 333, 334
 Югры 330
 Южно Гокчинский хребет 324, 325
 Южно-Кольская депрессия 29, 44
 Южно-русская впадина 12
 Южно-Ульяновский водораздел 198, 199
 Южков мыс 51
 Юматовская гора 209
 Юрдурская гора 186
 Юрма гора 330, 353, 360
 Юш-Кады 356
Ягодные горы 360
 Яйла 245, 246, 250, 252, 254—256, 259,
 263
 Яйладжих 316
 Якублинский хребет 315
 Яльпинг-пер 339, 343
 Ямантау 361
 Ямантау (Мугоджары) 367
 Ямжачная парма 345
 Ям-пай 56
 Янгантау 367
 Яны-емти 342, 343
 Яны-квот-нёр 339
 Яны-пупу-нёр 342
 Яны-Хамбу-нёр 342
 Ян-Хартумп 342
 Ярославско-Костромская низина 130
 Ясамальская долина 300
 Ясско-Оргеевская возвышенность 160
 Яузлар 256.



О ГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение. Общий обзор рельефа.	5
I. Краткий очерк геологического строения Европейской части СССР и Кавказа.	8
II. Деление Европейской части Союза на области.	20
III. Ледниковая полоса.	26
1. Колыская горная область	26
2. Северо-западная область сельг	46
3. Северо-восточная область тундровых равнин	53
4. Верхнепечорская равнина	61
5. Тиманский остаточный кряж	63
6. Мезенско-Канинская бугристая тундровая равнина	66
7. Северо-двинская область древних ложбин	73
8. Равнина ледниковых озер	83
9. Область конечных морен	102
10. Область увалов	118
IV. Переходная полоса песчаных низин.	136
1. Припятская низина	136
2. Окско-Волжская низина	139
3. Днепровская низина	145
4. Окско-Донская низина	155
V. Полоса оврагов.	160
1. Юго-западная овражная область на известняковом основании	160
2. Украинская возвышенность	164
3. Среднерусская возвышенность	172
4. Донецкий плен	182
5. Вятские увалы	185
6. Вятско-камская расчлененная равнина	188
7. Приволжская возвышенность	192
8. Жигулевский кряж	204
9. Заволжская возвышенная равнина	208
10. Черноморская равнина	214
11. Овражная область Ергеней	229
12. Каспийская береговая равнина	233
VI. Крымско-Кавказская горная полоса.	244
1. Горная область Крыма	244
2. Горная область Кавказа	271
3. Равнины Предкавказья	275
4. Предкавказские возвышенности	279
5. Большой Кавказ	281
6. Равнины Закавказья	317
7. Малый Кавказ	320
VII. Уральская горная полоса..	330
Чтожитель географических названий	371

Цена 6 р. 50 к.

5927