ОЧЕРКИ
РЕГИОНАЛЬНОЙ
ГЕОЛОГИИ
СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ОЧЕРКИ РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИИ СССР
ВЫПУСК 8

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ и В. Е. ХАИН

Дорогому
Аршалуйсу Амбарцумовичу
Габриелову
9.V.63

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

Под редакцией М. В. Муратова

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1963

Академия Наук Арм. ССР
Институт Геологических Наук
Библиотека

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
Московского университета

Редакционная коллегия очерков
региональной геологии СССР

А. А. Богданов,
М. В. Муратов и
Н. С. Шатский

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий краткий геологический очерк Кавказа составлен авторами по материалам, опубликованным до 1 мая 1961 г., личным исследованиям, а также по новым данным сотрудников Кавказской экспедиции МГУ, в составе которой авторы работали с 1955 г. В числе своих товарищей по Кавказской экспедиции МГУ, которые предоставили неопубликованные материалы, нам хотелось бы упомянуть в первую очередь Г. Д. Ажгирея, С. Л. Афанасьева, А. А. Белова, Ч. Б. Борукаева, С. Л. Бызову, В. П. Казакову, Д. С. Кизевальтера, С. М. Кропачева, Г. А. Логинову, М. Г. Ломизе, М. М. Москвина, Д. И. Панова, В. И. Славина. Кроме того, нами использованы материалы М. Р. Абдулкасумзаде (АН АзССР), Н. В. Безносова, И. В. Гришиной, Н. В. Живаго, Ю. Г. Леонова (ВНИИГАЗ), А. Я. Дубинского (ВСЕГЕИ), М. Р. Пустильникова (Краснодарнефтегеофизика). Всем этим лицам, а также товарищам, предоставившим авторам свои чертежи и фотоснимки, мы приносим нашу искреннюю благодарность.

Авторы глубоко признательны профессору М. В. Муратову за научное редактирование книги.

Глава I, разделы глав IV и V, посвященные палеозою и кайнозою, разделы главы VI, посвященные Центральной части Большого Кавказа, Малому Кавказу и глубинному строению земной коры, и большая часть оригинальной графики составлены Е. Е. Милановским.

Главы II и VIII, разделы глав IV и V, посвященные мезозою, и остальные разделы главы VI написаны В. Е. Хаиным. Главы III и VII написаны авторами совместно.

Мы не даем в нашей работе геологической карты и карты неотектоники Кавказа, а также фациально-палеогеографических схем для отдельных эпох и веков, рассчитывая, что читатель сможет воспользоваться изданными в последние годы обзорными геологическими картами, картой новейшей тектоники СССР в масштабе 1 : 5 000 000, Атласом литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления в масштабе 1 : 5 000 000. К сожалению, на гео-

логических картах, изданных под редакцией или при участии К. Н. Паффенгольца, вулканогенные толщи неогена в своей подавляющей части показаны как палеогеновые или олигоценовые, что отвечает его личной точке зрения, не разделяемой большинством других исследователей Кавказа. Что же касается неотектонической и палеогеографических карт, то они составлены при участии авторов и вполне соответствуют содержанию предлагаемой книги.

В списке литературы из работ довоенного времени указаны лишь важнейшие труды, так как полные перечни работ вошли в указатели к томам IX (Северный Кавказ) и X (Закавказье) «Геологии СССР». Число работ по геологии Кавказа, опубликованных в послевоенные годы, столь велико, что приведение полного их списка заняло бы целую книгу. Поэтому приводимые списки литературы по главам являются преднамеренно сокращенными. В них включены главным образом работы, содержащие наиболее полное изложение материалов различных исследователей по тем или иным вопросам геологии Кавказа, либо наиболее новые данные, или же отражающие различные точки зрения по отдельным дискуссионным проблемам.

Глава I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РЕЛЬЕФА КАВКАЗА

Понятие «Кавказ», взятое в его широком смысле, отвечает обширной горной стране, расположенной к югу от Русской равнины, в области перешейка между Каспийским морем на востоке и Черным и Азовским морями на западе. Северная граница Кавказа проводится по Кумо-Манычской низменности; условная в физико-географическом и геологическом отношении южная граница совпадает с государственной границей Советского Союза с Турцией и Ираном. На этой территории выделяются с севера на юг четыре главные орографические зоны, вытянутые в западо-северо-западном — восточно-юго-восточном направлении, которые совпадают с основными структурными элементами Кавказа (рис. 1):

1. Предкавказская равнина;
2. Горная система Большого Кавказа, или Кавказ в узком смысле этого термина;
3. Закавказская, или Рионо-Куринская депрессия;
4. Горная система Малого Кавказа.

1. Предкавказье представляет обширную равнину, протягивающуюся с запада-северо-запада на восток-юго-восток от Азовского моря до Каспия в виде широкой 200—300-километровой полосы протяженностью в 700—800 *км*. На севере низовья р. Дона, р. Маныч, оз. Маныч-Гудило и нижнее течение р. Кумы отделяют Предкавказье от Русской равнины, на юге Предкавказская равнина переходит в предгорья Большого Кавказа. Предкавказье естественно делится на три крупных орографических элемента, занимающих соответственно его западную, восточную и центральную части. Это Азово-Кубанская и Терско-Кумская низменности и разделяющая их Ставропольская возвышенность.

Азово-Кубанская низменность представляет низкую, почти плоскую, очень слабо наклоненную к северо-западу, аккумулятивную равнину. Большая часть ее поверхности расположена ниже +100 *м*, и лишь на юго-востоке она очень полого поднимается до 200 *м*, постепенно переходя в склон Ставропольской возвышенности. Низменность дренируется рекой Кубанью с ее многочисленными довольно короткими левыми притоками, стекающими с северного склона Большого Кавказа (Лаба, Белая, Пшиш, Псекупс и др.). К северу от Кубани протекает в северо-западном направлении ряд небольших речек (Бейсуг, Ея и др.), которые берут начало в пределах самой низменности и в большинстве своем не достигают изобилующего лиманами и косами побережья Азовского моря. На востоке Азово-Кубанская низмен-

ность, сильно сужаясь, переходит в Манычскую низменность («Манычскую долину»), представляющую узкую (30—100 *км*) и низкую (в осевой части не более 25 *м*) ложбину между бассейнами Азовского моря и Каспия, обрамляемую на севере Сальско-Манычской грядой южных Ергеней, а на юге — Ставропольской возвышенностью.

Ставропольская возвышенность представляет плато, полого снижающееся к северо-западу, северу и востоку.

Достигая в южной части высот в 500—700, а на горе Стрижамент — даже 832 *м*, плато обрывается к югу довольно крутым уступом и отделяется от северных предгорий Большого Кавказа узкой продольной ложбиной. Эта сквозная ложбина в западной своей части (от Армавира до Невинномысска) принадлежит бассейну Кубани, в восточной (в районе Минеральных Вод) — бассейну Кумы. На северном склоне Ставропольского плато берет начало ряд речек, принадлежащих бассейнам Маныча, Кумы, а также р. Калауса, который пересекает всю возвышенность в северо-северо-восточном направлении и теряется в Манычской ложбине близ линии Азово-Каспийского водораздела.

Терско-Кумская низменность является по существу южной частью Прикаспийской низменности. Плоская поверхность этой аккумулятивной равнины весьма полого наклонена к востоку, причем большая часть ее расположена ниже 100 *м*, а восточная треть — даже ниже уровня океана на отметках до —28 *м* (уровень Каспия). Большая часть низменности отличается засушливым климатом. Поэтому, за исключением нескольких мелких речек, стекающих со Ставропольского плато и быстро теряющихся уже на западе Терско-Кумской низменности, на ее большей части протекают только две реки — Терек и Кума, причем воды последней почти не достигают Каспийского моря. На обширном междуречье Терека и Кумы разбросаны соляные озера, солончаки и крупные массивы песков.

Иной характер имеет южная часть депрессии, расположенная к югу от р. Терек. В целом она представляет наклоненную к северу аккумулятивную равнину, пересекаемую многочисленными реками, берущими начало на Кавказском хребте — правыми притоками р. Терек, а также рекой Сулак, впадающей в Каспий южнее устья Терека. Поверхность этой равнины осложняется двумя невысокими параллельными друг другу широтными хребтами, простирающимися между реками Тереком и Сунжей к западу от меридиана г. Грозного. Северный из этих так называемых Передовых хребтов — Терский — достигает 703 *м*, а южный, отделенный от него продольной Алханчуртовской долиной, — Сунженский — 926 *м*. К югу от последнего, у подножья Большого Кавказа, в районе г. Орджоникидзе располагаются Осетинская и Чеченская наклонные равнины с высотами 300—700 *м*, дренируемые реками Тереком, Сунжей и Ардоном, а на западном продолжении Алханчуртовской долины, к западу от Терека — Кабардинская наклонная равнина (200—500 *м*) с реками Малкой, Баксаном, Череком и пр.

2. Большой Кавказ представляет мощную горную страну, протягивающуюся от Таманского п-ова на северо-западе до Апшеронского на юго-востоке. Большой Кавказ образован целой системой хребтов, вытянутых примерно параллельно друг другу, но среди них на всем протяжении Большого Кавказа отчетливо выделяется Главный водораздельный хребет. В общем он примерно совпадает с осевой зоной мегантиклинория Большого Кавказа, но местами несколько изгибается к северу и к югу и на разных отрезках приурочивается к различным частным антиклинальным элементам последнего. Линия главного водораз-

дела отделяет более широкий северный склон от более узкого южного склона Большого Кавказа.

Исходя из основных орографических критериев — ширины горной системы, расположения хребтов и абсолютных высот на отдельных ее отрезках,— систему Большого Кавказа можно подразделить на четыре сегмента; это расчленение полностью согласуется с особенностями геологического строения отдельных поперечных участков Большого Кавказа.

В качестве двух главных частей можно выделить имеющие почти равную длину (500—600 *км*) Западный и Восточный (в широком смысле) Кавказ. Граница между ними проходит через меридиан Крестового перевала и верховий Терека. Каждый из этих отрезков в своей средней части расширяется до 160—180 *км* и резко сужается на северо-западных и юго-восточных окончаниях Большого Кавказа, а также в разделяющей Западный и Восточный Кавказ полосе Военно-Грузинской дороги, где ширина Большого Кавказа не превышает 110 *км*. С обеих сторон к этой полосе примыкают основные, наиболее широкие и высокие, с вершинами, достигающими 4—5 *км*, а на западе и более, отрезки Западного и Восточного Кавказа — так называемые Центральный Кавказ и Восточный (в узком смысле) Кавказ. От последних отходят соответственно к северо-западу от горы Фишт (2852 *м*) и юго-востоку от горы Бабадаг (3632 *м*) сильно суженные и относительно резко пониженные (ниже 2—2,5 *км*) отрезки Большого Кавказа — Северо-Западный Кавказ и Юго-Восточный Кавказ. Наибольших высот достигает восточная часть Центрального Кавказа — между горами Эльбрус и Казбек, где 6 вершин превышают по высоте 5 *км* и наиболее ярко выражено современное оледенение.

Используя отчасти терминологию Н. А. Гвоздецкого (1954), но несколько видоизменяя его схему, можно дать следующее подразделение Большого Кавказа на поперечные отрезки (табл. 1).

Северо-Западный, или Причерноморский Кавказ представляет относительно узкую (30—60 *км*) систему из нескольких взаимно параллельных среднегорных хребтов. Лишь в самой восточной

Таблица 1

Продольное орографическое разделение Большого Кавказа

Западный Кавказ					Восточный Кавказ	
Северо-Западный, или Причерноморский, Кавказ	Центральный, или Абхазско-Осетинский, Кавказ				Восточный (в узком смысле), или Хевсуро-Дагестанский, Кавказ	Юго-Восточный, или Прикаспийский, Кавказ
	Абхазско-Кубанский Кавказ	Сването-Осетинский Кавказ				
	гора Фишт	гора Эльбрус	Крестовый перевал — ущ. Терека		гора Бабадаг	

части они превышают 1 *км*, а к северо-западу постепенно снижаются, заканчиваясь у г. Анапы, к северо-западу от которого на Таманском полуострове имеются лишь низкие грязевые сопки. Склоны обладают мягкими очертаниями, залесены и не несут современного оледенения. Линия Черноморско-Кубанского водораздела в связи с различной глубиной врезания разных рек северного и южного склонов несколько раз переходит с одного из хребтов на другой. При переходе к Центральному, или Абхазско-Осетинскому, Кавказу, т. е. начиная от горы Фишт (2852 *м*), горная система быстро расширяется до 150—180 *км*, на обоих склонах появляется ряд хребтов, и многие вершины в водораздельной полосе приобретают высоту 3—4, а начиная от Эльбруса и далее к востоку — 4—5 *км*.

У северного подножья Центрального Кавказа, в районе Кавказских Минеральных Вод расположена группа островных гор абсолютной высотой от 0,7—1 до 1,4 *км* (г. Бештау), представляющих собой неогеновые гипабиссальные интрузивные массивы, близкие к лакколитам и криптолакколитам.

На широком (до 100—120 *км*) северном склоне, в его нижней пологой части, протягивается несколько (2—4) отчетливо выраженных куэстовых гряд с пологими северными и обрывистыми южными склонами. Самые низкие северные гряды, образованные третичными отложениями, развиты далеко не всюду, в отличие от более высоких южных куэст так называемого Пастбищного хребта, сложенного нижнемеловыми известняками и мергелями, и особенно Скалистого хребта, бронированного известняками верхней юры и валанжина. Высоты последнего хребта превышают к востоку от Кубани 2—3 *км* (гора Кара-Кая — 3610 *м*).

К югу от Скалистого хребта прослеживается продольная депрессия, сложенная песчано-глинистыми породами лейаса и доггера (так называемая Северо-Юрская депрессия); на западе она замыкается в левобережье р. Белой, на востоке постепенно сужается и выклинивается в районе р. Черека. Наиболее широкая средняя ее часть в междуречье Кубани и Малки носит название плато Бичесын. Отметки депрессии в ее западной части составляют 1—2 *км*, в восточной достигают 2—2,5 и даже 3 *км*. Наиболее понижен участок депрессии в бассейнах рек Б. и М. Зеленчуков (0,8—1,2 *км*). Южнее от р. Белой до р. Баксана тянется высокая (до 3—3,9 *км*) цепь Передового высокогорного хребта, сложенная палеозойскими породами. Параллельно ей от р. Зеленчука до р. Уруха прослеживается еще более высокий (до 4—5 *км* и более), несущий мощное оледенение Боковой хребет, образованный кристаллическими породами палеозоя. К этому хребту принадлежат такие гигантские вершины, как Дых-Тау (5198 *м*), Коштан-Тау (5145 *м*) и двуглавый вулканический конус Эльбруса (5633 *м*), покрытый огромной ледяной шапкой, занимающей площадь в 144 *км*^{2} (рис. 2). Перечисленные хребты северного склона рассекаются на отдельные отрезки глубокими долинами рек бассейнов Кубани (Белая, Б. и М. Лаба, Уруп, Б. и М. Зеленчуки, Теберда и др.), Кумы (Подкумок) и Терека (Малка, Баксан, Чегем, Череки, Урух, Ардон и др.). Почти все они берут начало с Главного водораздельного хребта, приуроченного к южному краю палеозойской кристаллической полосы Центрального Кавказа. Этот хребет на всем своем протяжении, начиная от горы Фишт на западе, несет значительное оледенение, размер которого достигает максимума к востоку от Эльбруса. В западной части Главный хребет поднимается до 3—4 *км*, а в восточной в ряде точек превышает 4,5—5 *км*

(горы Джанги-Тау — 5049 *м*, Шхара — 5201 *м*) и характеризуется, как и Боковой хребет, резко расчлененным альпийским рельефом. В самой восточной части Центрального Кавказа реки Ардон и Терек насквозь перепилили этот хребет, который поэтому приобретает здесь роль Бокового хребта. К этому участку его приурочен вулканический конус Казбека (5047 *м*). Водораздел на протяжении 75 *км* оттеснен здесь на 15—20 *км* к югу и проходит в зоне развития структур южного крыла мегантиклинория.



Рис. 2. Потухший вулкан Эльбрус — высочайшая вершина Кавказа (вид с юго-востока)

На южном, менее широком (40—45 *км*) склоне Центрального Кавказа, в отличие от северного склона, расположен ряд сравнительно коротких, сложенных породами юры хребтов, кулисообразно подставляющих друг друга, которые довольно круто обрываются к Черному морю и более плавно снижаются к Рионской низменности. Почти каждый из этих хребтов тянется в субширотном или почти параллельном Главному хребту направлении и связывается с последним в своей восточной части короткой меридиональной перемычкой. Таковы хребты Ахцу, Гагринский, Бзыбский, Кодорский, Мегрельский, Сванетский, Лечхумский, Рачинский, Сурамский. Наиболее высокий из них Сванетский (гора Лайла — 4006 *м*) покрыт небольшими ледниками. Долины рек Черноморского бассейна — Мзымты, Бзыби (Бзипи), Кодора, Ингури, Риони и его притока Цхенис-Цкали — состоят из коротких меридиональных (поперечных) и длинных субширотных (продольных) отрезков, которые разделяют упомянутые хребты.

Перейдем к восточной части Большого Кавказа, к Хевсуро-Дагестанскому Кавказу. В этом секторе еще более резко сказы-

вается асимметрия строения горной системы, выраженная в широком развитии хребтов северного склона и крайней узости южного. К Терской низменности, а восточнее — к узкой Прикаспийской наклонной равнине, протягивающейся вплоть до Апшеронского полуострова, примыкает с юга и с юго-запада так называемая полоса третичных предгорий, образованная невысокими (до 0,5—1 *км*), постепенно понижающимися к северу и к северо-востоку хребтами и холмистыми возвышенностями, сложенными дислоцированными легко размываемыми третичными отложениями. Восточная часть этой полосы безлесна, западная же («Черные горы») покрыта густыми широколиственными лесами.

Южнее расположена зона хребтов высотой до 2,5—3 *км*, сложенная смятыми в простые коробчатые складки меловыми и верхнеюрскими, преимущественно карбонатными породами, в которых выработан обращенный структурный рельеф. В бассейне истоков Сулака, в районе хребтов Андийского, Гимринского и южнее она достигает максимальной ширины в 40—50 *км* (так называемый «Известняковый Дагестан») и сужается к западу и к востоку. К югу от этой зоны параллельно друг другу тянутся два мощных высокогорных хребта, сложенных сланцевыми толщами лейаса. Северный из них — Боковой хребет Восточного Кавказа — представляет в орографическом и геологическом отношении продолжение к востоку Главного водораздельного хребта Центрального Кавказа, тогда как более южный — Водораздельный хребет Восточного Кавказа — кулисообразно подставляет его. Боковой хребет, подобно расположенным севернее хребтам, расчленен поперечными долинами рек Ассы, Аргуна (притоки Терека), истоков Сулака — рек Койсу и прочих на ряд коротких изолированных массивов, но в восточной своей части (хребет Самурский, или Сарфуньял) на протяжении свыше 100 *км* образует непрерывную цепь, отделенную от Водораздельного хребта продольной долиной р. Самур. Интересно отметить, что Боковой хребет Восточного Кавказа с рядом вершин до 4—4,5 *км* (гора Тебулос-Мта — 4494 *м*) в целом значительно выше Водораздельного, достигающего подобных высот лишь в своем восточном отрезке (гора Базардюзи — 4480, гора Шахдаг — 4250 *м*), а на большей части не превышающего 3—3,65 *км*. Оледенение обоих хребтов вследствие возрастающей к востоку сухости климата незначительно.

В самой западной части Водораздельного хребта Восточного Кавказа от его южного склона отходят два отрога, резко отгибающихся к юго-востоку — Караталинский и Кахетинский хребты. Здесь с южного склона берут начало реки Арагви, Иори, Алазани и ряд других правых притоков р. Куры. Далее к востоку южный склон Водораздельного хребта крайне узок (до 15—20 *км*), крут и лишен значительных отрогов.

Самый восточный отрезок Большого Кавказа — Юго-Восточный, или Прикаспийский (или Дибрарский), Кавказ характеризуется быстрым сужением полосы гор, которая распадается здесь на ряд ветвящихся средневысотных и даже низкогорных хребтов и гряд, постепенно спускающихся в направлении Каспийского моря и вдающихся в него в виде Апшеронского полуострова. Главная вершина Водораздельного хребта — гора Дибрар достигает здесь 2209 *м*. Для юго-восточных предгорий Кавказа, как и для его северо-западного окончания, очень характерны многочисленные грязевые вулканы, распространенные на Апшеронском полуострове и в прилегающей к нему с юго-запада низкогорной полупустынной области Кобыстана и образующие довольно крупные возвышенности.

3. Закавказская депрессия слагается из двух неравновеликих элементов — небольшой Рионской низменности на западе и значительно большей по площади Куринской впадины на востоке, разделенных невысоким (1—1,5 *км*) плосковершинным Сурамским хребтом — одним из южных отрогов Центрального Кавказа.

Рионская низменность представляет плоскую аккумулятивную равнину треугольной формы, орошаемую водами р. Ингури и Риони (с его правыми притоками Цхенис-Цкали, Квирила и др.). В краевых частях низменности, прилегающих к Б. и М. Кавказу, в сторону равнины вдаются невысокие (до нескольких сот метров) вытянутые цепочками гряды, отделяющие от центральной части депрессии — Колхидской низменности — ее краевые участки — Мегрельскую равнину на севере и Супсинскую котловину на юге.

Значительно сложнее рельеф поверхности Куринской впадины. В северной части ее у крутого подножья водораздельного хребта тянется в виде узкой (15—30 *км*) полосы Алазано-Агричайская равнина с отметками 150—500 *м*, представляющая в основной своей части продольную долину одноименных рек. На юго-западе она ограничена продолжением Кахетинского хребта — Цив-Гомборскими горами (гора Цив-Тура — 1990 *м*) и полосой невысоких (до 600—900 *м*) полупустынных гряд и плато, тянущихся к юго-востоку от этого хребта. В западной части эта полоса (Ширакская, Аджиноурская степи) пересекается единственной долиной низовий р. Алазани; восточнее же пропилена многочисленными антецедентными долинами левых притоков Куры. Далее к югу протягивается широкая продольная долина р. Куры, слагающаяся из трех основных отрезков. Западный, самый короткий участок ее — Карталинская, или Мухрано-Тирифонская, равнина (между Сурамским хребтом и впадением р. Арагви) — представляет почти замкнутую котловину с отметками от 500 до 1000 *м*. Резко повернув к югу и прорезав между городами Мцхета и Тбилиси восточные отроги Триалетского хребта, р. Кура выходит на более низкую (50—500 *м*) узкую равнину, обрамленную широкой Ширакско-Аджиноурской возвышенностью на севере и Малым Кавказом на юге, в сторону которого она полого поднимается. Ниже Мингечаурского водохранилища, пропилив гряду Боз-даг, Кура выходит в пределы обширной плоской аккумулятивной Кура-Араксинской низменности, большая часть которой расположена ниже уровня океана. Эта низменность вдается глубоким заливом к юго-западу в сторону Малого Кавказа. На юго-востоке она сливается с приморской Ленкоранской низменностью, которая в виде узкой полоски протягивается вдоль подножья Талыша.

4. Малый Кавказ[1] представляет весьма сложную систему хребтов, вулканических нагорий и плато. В отличие от Большого Кавказа, здесь отсутствует единый Главный водораздельный хребет, и в каждом поперечном сечении Малого Кавказа может быть выделено не менее 2—3 крупных хребтов, разделенных глубокими продольными межгорными долинами. Малый Кавказ отличается от Большого Кавказа также меньшими абсолютными высотами вершин (не более 4 *км*), значительно менее резким эрозионным расчленением и ничтожным проявлением современного оледенения.

---

[1] В физико-географической литературе (Б. Ф. Добрынин, Н. А. Гвоздецкий) эта горная система часто именуется Закавказским нагорьем; термин «Малый Кавказ» в таком случае прилагается лишь к северным и северо-восточным хребтам этой системы.

Государственная граница СССР пересекает ряд орографических элементов этой горной системы, которые находят свое продолжение на западе — в Турции, на юго-востоке — в Иране.

По строению рельефа на Малом Кавказе можно выделить 4 основные зоны, вытянутые с северо-запада на юго-восток.

Северо-восточную зону, примыкающую к Закавказской депрессии, образует ряд хребтов, сложенных складчато-дислоцированными преимущественно вулканогенными мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Они расположены, как правило, кулисообразно по отношению друг к другу и вытянуты под некоторым углом к простиранию всей горной системы. Рионскую низменность с юга обрамляет цепь Аджаро-Имеретинского хребта (до 2850 *м*). На востоке его кулисообразно подставляет Триалетский хребет (до 2759 *м*), протягивающийся почти широтно между верхним течением р. Куры и г. Тбилиси.

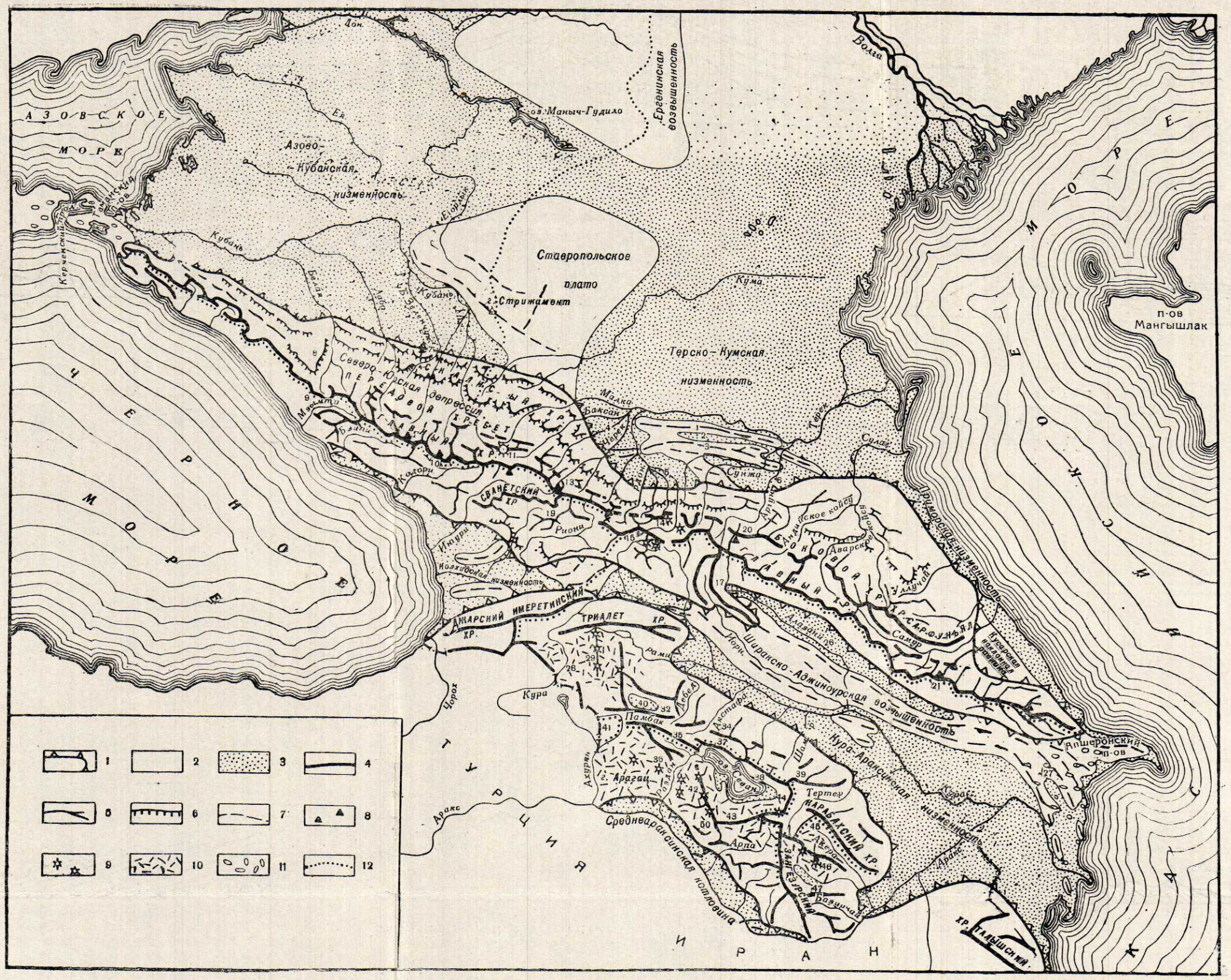
Юго-восточнее, приблизительно параллельно Триалетскому хребту, проходит отделенный от него широкой долиной низовий р. Храми короткий, относительно невысокий Сомхетский хребет с главной вершиной горой Лалвар (2545 *м*). Южнее, в востоко-юго-восточном направлении протягиваются две полосы более высоких хребтов. Северную полосу образуют Базумский (2992 *м*), Халабский (3016 *м*) и Мургузский (2993 *м*) хребты, разделенные глубокими поперечными долинами рек Памбак, Дебедачай и Агстев (Акстафа).

Южная полоса, отделенная от северной продольными долинами рек Памбак и Гетик, значительно длиннее и выше. Она, почти не прерываясь, пересекает весь Малый Кавказ. В нее входят Памбакский (3110 *м*), Арегунийский, Шахдагский (3317 *м*), Муровдагский (3722 *м*) хребты. Южнее последнего хребта, отделяясь от него долиной р. Тертер, протягивается к юго-востоку, постепенно снижаясь в этом направлении, Карабахский хребет (2725 *м*).

С северо-востока к описанной зоне хребтов (за исключением Аджаро-Триалетского) примыкает полоса наклонных равнин, полого опускающихся к долинам Куры и нижнего течения Аракса. На юго-западе эта зона граничит с зоной вулканических нагорий, сложенных накоплениями плиоценовых и четвертичных лав; последняя представляет лишь небольшую восточную часть Армянского нагорья, большая часть которого находится в Турции. В рельефе этой зоны сочетаются, с одной стороны, плоские и пологие, слабо расчлененные массивы сводо- или щитообразной формы, увенчанные многочисленными крупными и мелкими вулканическими конусами, с другой — лавовые плато и котловины, часть из которых занята современными озерами. Высота первых достигает 3—4 *км*, отметки поверхности вторых измеряются 1,5—2 *км*.

Западные отроги Базумского и Памбакского хребтов разделяют вулканические нагорья на две части — Ахалкалакское нагорье на северо-западе и Армянское (в узком смысле) на юго-востоке, которые соединяются между собой лишь к западу от границы СССР за р. Ахурян.

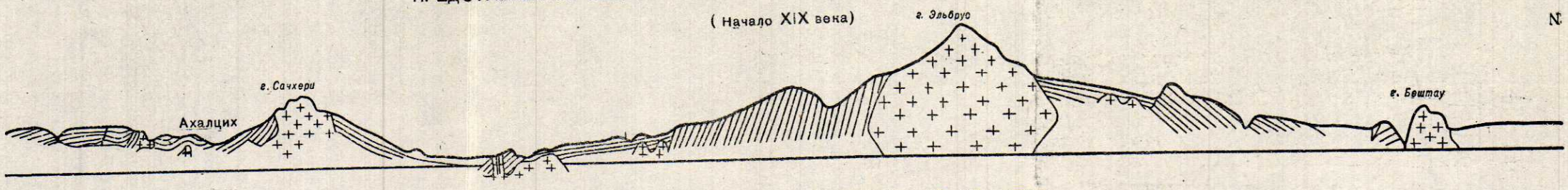
В центральной части Ахалкалакского нагорья выделяются две линейновытянутые меридиональные вулканические возвышенности. Восточная из них — Джавахетский хребет (3157 *м*), или Мокрые горы,— представляет пологий вал, западная — Абул-Самсарский хребет (3304 *м*) — увенчана цепью вулканов, «насаженных» на ось хребта. В депрессии между этими возвышенностями находится оз. Паравани, а по их периферии — еще ряд озер, возникших благодаря лавовой, вулканической подпруде или деятельности человека (Цалкинское водохра-


АЗОВСКОЕ МОРЕ
ЧЕРНОЕ МОРЕ
КАСПИЙСКОЕ МОРЕ
Дон
Волга
Кубань
Терек
Кума
Сулак
Самур
Аракс
Кура
Чорох
Ингури
Рион
Бзыбь
Мзымта
Бакан
Сунжа
Урух
Аргун
Ахтычай
Самур-Ярык
Ахурян
Ерёминская возвышенность
Ставропольское плато
Стрижамент
Терско-Кумская низменность
Азово-Кубанская низменность
Прикаспийская низменность
Кумо-Манычская впадина
Северо-Кавказская передовая гряда
Северо-Юрская депрессия
Колхидская низменность
Среднеараксинская котловина
Ширакско-Аджиноурская возвышенность
Нура-Араксинская низменность
Апшеронский о-ов
п-ов Мангышлак
Джарский Имеретинский хр.
Триалет хр.
Сванетский хр.
Главный Кавказский хр.
Боковой хр.
Марабахский хр.
Хр. Талышский
Гора Казбек
Гора Эльбрус
Гора Шахдаг
Гора Базардюзи
Гора Тебулос-мта
Гора Дыхтау
Гора Коштантау
Гора Арагац
Гора Арарат
Гора Гямыш
Оз. Маныч-Гудило
Оз. Севан
Оз. Джашкульское
Оз. Ачикульское
Оз. Кардывачское
Оз. Ханкульское
Оз. Палеостомное
Оз. Аджикабульское
Оз. Аграханское
Оз. Тенгин

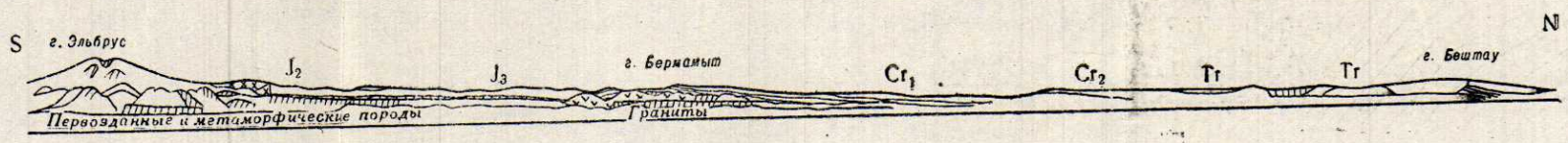


ПРЕДСТАВЛЕНИЯ НЕПТУНИСТОВ О СТРУКТУРЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

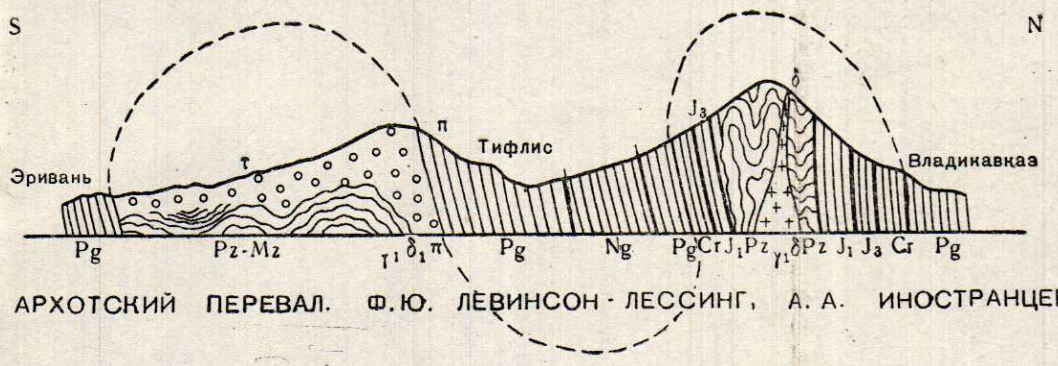
(Начало XIX века)



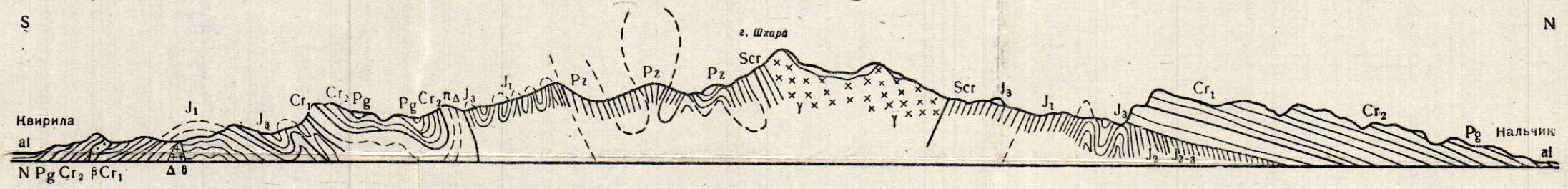
1840 г. АХАЛЦИХ - ЭЛЬБРУС - БЕШТАУ. ДЮБУА - ДЕ - МОНПЕРЕ.



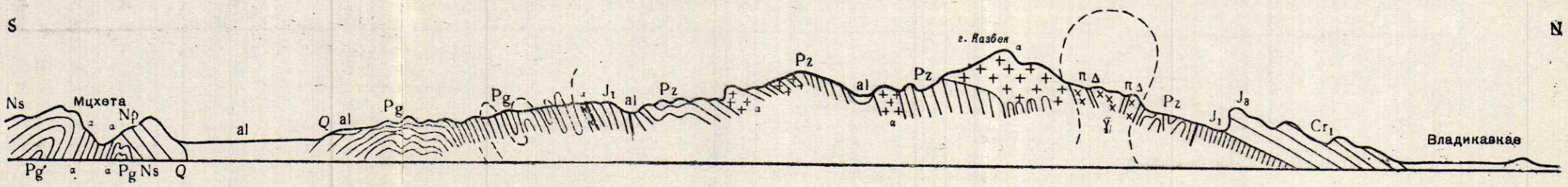
1851 г. Г. ЭЛЬБРУС - Г. БЕШТАУ. Г. В. АБИХ.



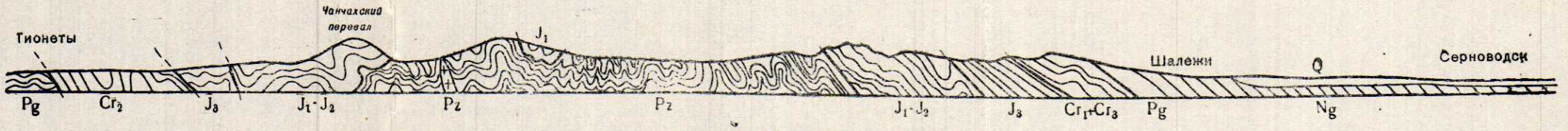
1896 г. АРХОТСКИЙ ПЕРЕВАЛ. Ф.Ю. ЛЕВИНСОН - ЛЕССИНГ, А. А. ИНОСТРАНЦЕВ.



1896 г. Р. КВИРИЛА - Г. ШХАРА - НАЛЬЧИК. Э. ФУРНЬЕ.



1896 г. МЦХЕТА - КАЗБЕК - ВЛАДИКАВКАЗ Э. ФУРНЬЕ.



1914 г. ЧАНЧАХСКИЙ ПЕРЕВАЛ. А. Н. РЯБИНИН.

Рис. 4. Эволюция представлений о структуре Большого Кавказа в работах геологов XIX — начала XX века

нилище). В западной и восточной частях нагорья расположены два плоских лавовых плато — Ахалкалакское и Лорийское, прорезанные глубокими каньонами рек Куры, Дебедачая и пр.

Армянское нагорье представляет полосу, широкую (60—70 *км*) на северо-западе, а к юго-востоку постепенно сужающуюся и выклинивающуюся. В западной части нагорья расположен огромный щитовидный вулканический массив Арагац (Алагез), вершина которого является высшей точкой Закавказья (4095 *м*). В привершинной части массива сохранились небольшие ледники. Далее к юго-востоку выделяются следующие возвышенности: небольшой хребет Цахкуняц (Мисханский) и значительно более обширные и слабо расчлененные

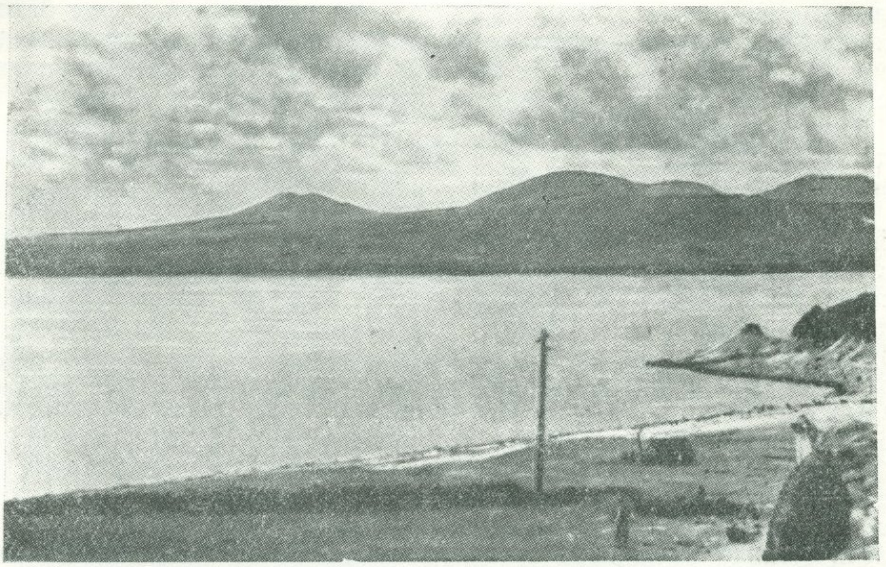


Рис. 3. Озеро Севан — наиболее обширное на Кавказе. Вдали — вулканические конусы Гегамского нагорья. Вид с севера

Гегамское (3598 *м*), Варденисское (3520 *м*) и Карабахское нагорья сводообразной формы, увенчанные цепями вулканических конусов меридионального и юго-восточного простирания. Между этими массивами и по периферии зоны разбросан ряд депрессий и плато. Так, на северо-восточном краю зоны расположены Ленинаканское плато (1500 *м*) и обширная Севанская котловина, центральная часть которой заполнена водами одноименного озера (рис. 3). Площадь оз. Севан — около 1400 *км*^{2}, отметка водного зеркала — 1904 *м*, глубина — 85 *м*. Воды озера сбрасываются в р. Аракс по р. Раздан, на которой создан мощный каскад гидроэлектростанций. Наиболее узкую, юго-восточную часть зоны образует Горисское плато, слагающее междуречье рек Базарчая (Воротан) и Акеры.

Южнее вулканических нагорий протягивается относительно короткая зона хребтов, сильно расчлененный эрозионный рельеф которых выработан в дислоцированных палеозойских, мезозойских и палеогеновых породах и массивах гранитоидов. Эта зона представлена в северо-западной части Даралагезским (3113 *м*), а в юго-восточной части высоким и местами труднодоступным Зангезурским хребтом с горой Ка-

пыджих — второй по высоте вершиной Малого Кавказа (3906 *м*). Северная часть этого хребта выделяется как Конгуро-Алангезский хребет. С последних двух хребтов берет начало, а частично прорезает их насквозь ряд крупных притоков р. Аракс — Ахурян, Абаран, Раздан (Занга), Арпа, Нахичеванчай и др.

Широкая долина р. Аракс от устья р. Ахурян до г. Джульфы образует четвертую крупную орографическую зону Малого Кавказа. Поперечная гряда к северо-западу от устья р. Арпа — так называемые Волчьи ворота — разделяет эту депрессию на две котловины — Араратскую, или Ереванскую, на северо-западе и Нахичеванскую на юго-востоке. В районе г. Джульфы Аракс прорезает в глубоком антецедентном ущелье Джульфинский массив. Ниже массива река образует небольшое расширение долины между горами Джульфой и Ордубадом, затем, резко повернув к северо-востоку, пересекает в Мегринском ущелье структуры Малого Кавказа и выходит на Кура-Араксинскую низменность, образующую как бы «залив», глубоко вдающийся в краевую зону Малого Кавказа. Этот «залив» отделяет от последней на востоке область небольшого Талышского хребта (2494 *м*), с водораздельной линией которого совпадает советско-иранская граница.

В заключение следует отметить, что главный водораздел Кавказского перешейка — между бассейнами Черного — Азовского морей и Каспийского моря — является поперечным к хребтам Кавказа. Он пересекает Ставропольскую возвышенность, поднимается по северному склону Большого Кавказа между верховьями рек Кубани и Кумы до горы Эльбрус, следует вдоль Главного хребта к востоку до 44°, затем, резко повернув к юго-западу, через Сурамский хребет переходит на Малый Кавказ и, пройдя по Имеретинскому и Арсианскому хребтам, уходит в Турцию. Основные водораздельные линии Большого и Малого Кавказа служат по отношению к нему водоразделами второго порядка. О главном водоразделе Большого Кавказа уже говорилось. Главный водораздел Малого Кавказа — между бассейнами Куры и Аракса — ввиду сложности орографического плана Малого Кавказа представляет извилистую линию, не совпадающую с наиболее высокими хребтами. Начинаясь в южной части Ахалкалакского нагорья, он огибает с востока Ленинаканскую котловину, проходит по Памбакскому и Шахдагскому хребтам и северо-восточнее оз. Севан, затем глубоко вдается к юго-западу в зону Армянского нагорья, оконтуривая с юго-запада бассейн верховьев р. Тертер, и через Карабахский хребет выходит к низовьям Аракса.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Народы, населяющие Кавказ, уже в глубокой древности научились использовать рудные богатства своей страны. В ряде районов Кавказа сохранились следы древних горных выработок. Золото, серебро, медь, свинец, нефть, добываемые на Кавказе, не только обрабатывались и использовались на месте, но и вывозились в соседние, а иногда и отдаленные страны.

Первый этап. Начало собственно геологического изучения Кавказа относится к концу XVIII — первым десятилетиям XIX века, когда русские экспедиции впервые проникли на территорию Кавказа и доставили первые сведения о его геологическом строении и полезных ископаемых. Здесь прежде всего должны быть отмечены две экспедиции из числа академических экспедиций, предпринятых по инициативе М. В. Ломоносова в конце XVIII века,— это экспедиция И. А. Гильденштедта и экспедиция И. Г. Гмелина. Гильденштедт посетил северный склон Большого Кавказа в районе Минеральных Вод, а затем Грузию и, в согласии с наблюдениями П. С. Палласа на Урале, установил, что в центральной части Главного хребта выступают древние кристаллические породы, последовательно облекаемые по периферии все более молодыми осадочными формациями. Будучи по своим воззрениям нептунистом, Гильденштедт считал такое строение хребта результатом отложения осадков на первично неровном дне бассейна. Его коллега Гмелин, путешествуя вдоль западного побережья Каспия, добрался до Апшеронского п-ова, находившегося еще под персидским владычеством, и описал его нефтяные источники.

На рубеже XVIII и XIX столетий произошло выдающееся событие в истории населяющих Кавказ народов — присоединение Грузии к России. Вскоре после этого в Закавказье отправляется экспедиция А. А. Мусина-Пушкина для изучения месторождений полезных ископаемых. Работы геологов экспедиции — И. И. Эйфельда, А. М. Карпинского и других — наметили первые штрихи картины геологического строения этого края.

В тридцатых годах XIX века на Кавказе много путешествовал французский исследователь Ф. Дюбуа де Монпере, которого также надо считать одним из пионеров геологического изучения страны. Он побывал в Черкессии, Абхазии, Грузии, Армении, в районе Минеральных Вод, сделав ряд ценных, хотя и отрывочных наблюдений (рис. 4).

Второй этап. Новый, второй этап геологического изучения Кавказа связан с более чем тридцатилетними (1844—1876) исследованиями

Г. В. Абиха — немца по рождению, действительного члена Российской академии наук (рис. 5). Абих посетил многие районы Кавказа, но основные его исследования протекали на Малом Кавказе и в меньшей степени затронули Главный хребет — Дагестан, район Минеральных Вод и Приэльбрусья, Апшеронский и Таманский полуострова. В 1858 г. Абих опубликовал первое обобщение по геологии Кавказа, написанное с точки зрения господствовавшей еще в то время гипотезы «кратеров поднятия». В этой работе Абих наметил на Кавказе по расположению



Рис. 5. Герман Вильгельмович Абих (1806—1886) — основоположник геологии Кавказа



Рис. 6. Франц Юльевич Левинсон-Лессинг (1861—1939) — исследователь вулканизма Кавказа

вершин потухших вулканов, горячих источников, интрузий и рудных проявлений четыре основные «оси поднятия»: восток — запад, юго-восток — северо-запад, юго-запад — северо-восток, север — юг. Как в данном труде, так и в других своих сочинениях, Абих оставался убежденным вулканистом, верным последователем своих учителей А. Гумбольдта и Л. Буха. С этой точки зрения им рассматриваются грязевые вулканы Апшерона, Тамани и Керчи, шемахинские землетрясения, образование марганцевых руд Чиатуры и т. д. Абих намечает основные черты стратиграфии Кавказа, расчленяя юру и мел северного склона Центрального Кавказа, Дагестана и Шахдага, верхнепалеозойские, юрские, меловые и третичные отложения Малого Кавказа, и описывает их фауну. Опираясь на свои маршрутные наблюдения, и, по-видимому, широко используя также данные своих предшественников и современников — кавказских геологов, Абих издает ряд геологических карт, очень хороших для своего времени.

Труды Абиха долгое время оставались основным источником сведений по геологии Кавказа и этим он по справедливости заслужил звание «отца геологии Кавказа».

Третий этап. Следующий после «абиховского» этап геологического изучения страны отвечает периоду активной деятельности геологов Кавказского горного управления. Толчком для оживления работы управления явился рост горной промышленности — добычи нефти, марганца, угля, меди на Кавказе в 60—80-х годах прошлого столетия в связи с отменой крепостного права в России, окончанием кавказских войн, строительством железных дорог. Наиболее видными исследователями этого периода были Г. Г. Цулукидзе, С. Г. Симонович, А. И. Сорокин, А. М. Коншин, Н. Н. Барбот де Марни. Работы управления носили в основном прикладной характер, сосредоточиваясь в горнопромышленных районах, но тем не менее сопровождались составлением геологических карт и во многом дополнили данные Абиха. Основным недочетом работ геологов Кавказского горного управления являлось недостаточное внимание к вопросам биостратиграфии. В области тектонических воззрений геологи управления долго оставались приверженцами вулканизма и катастрофизма. Несмотря на эти недостатки, во многом объяснявшиеся оторванностью Тифлиса от ведущих научных центров страны, кавказскими геологами была проделана значительная работа; следует особо отметить первую сводку по полезным ископаемым и минеральным водам края, составленную В. И. Меллером.

В этот же период в области Главного хребта петербургскими геологами под руководством А. А. Иностранцева ведутся важные изыскания в связи с предполагаемым строительством перевальной железной дороги. Участник этих работ Ф. Ю. Левинсон-Лессинг начинает свои классические исследования по вулканизму Центрального Кавказа (рис. 6). Другой член той же группы, Н. И. Каракаш вносит существенный вклад в познание стратиграфии северокавказского мела.

В течение последней четверти XIX века Кавказ продолжает посещаться и иностранными геологами. Швейцарец Э. Фавр допускает досадную ошибку — он неправильно относит юрские сланцы Главного хребта к палеозою; эта ошибка была окончательно исправлена лишь после революции. Соотечественник Фавра — Э. Фурнье, широко используя материалы кавказских геологов, выявляет веерообразную структуру Главного хребта. В труде Фурнье и почти одновременно появившейся работе Левинсона-Лессинга впервые и в основном верно обрисована антиклинорная структура Большого Кавказа и синклинорная — Куринской впадины. В 1897 г. Кавказ посещается экскурсией VII Международного геологического конгресса, участники которого могли убедиться в успехах русских исследователей Кавказа. В эти же годы Н. И. Андрусов (рис. 7) приступает к своим замечательным исследованиям, заложившим основу современной схемы стратиграфии неогеновых отложений Кавказа.

Четвертый этап. На рубеже двух столетий стало очевидно, что небольшая геологическая группа при Кавказском горном управлении не в состоянии справиться с возросшими задачами геологического изучения Кавказа и прежде всего его нефтеносных районов. Поэтому управление ходатайствует о привлечении к этой работе геологов Геологического комитета. Исследования Геолкома начинаются в 1901 г. на Апшероне, юго-восточном Кавказе, в Дагестане и Грозненской области. Уровень этих работ был неизмеримо выше, чем уровень работ Горного управления. Картирование велось по методу, разработанному Л. И. Лу-

тугиным в Донбассе, палеонтологические остатки тщательно изучались, породы подвергались микроскопическим исследованиям. Большое значение имели многолетние, продолжавшиеся и в советское время работы Д. В. Голубятникова на Апшеронском п-ове, впервые выявившие действительную картину его геологического строения (значительную роль в этом сыграли и более поздние исследования И. М. Губкина). Очень интересны работы К. И. Богдановича (рис. 8) по юго-восточному Кавказу (1902—1906), в которых не только были намечены важнейшие черты геологии этой области, но и затронуты важные теоретические вопросы — история и строение Кавказа впервые с достаточной

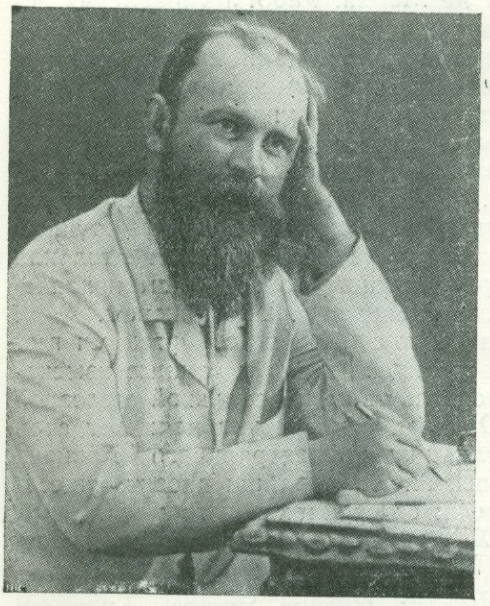


Рис. 7. Николай Иванович Андрусов (1861—1924) — знаток третичных отложений Кавказа

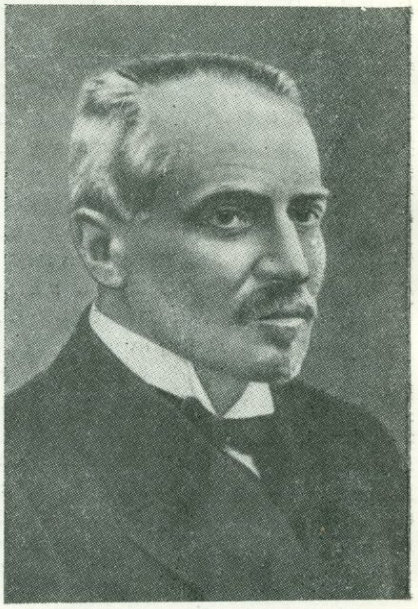


Рис. 8. Карл Иванович Богданович (1864—1947) — исследователь нефтеносных областей Кавказа

глубиной анализируются с позиций контракционной гипотезы и учения о геосинклиналях. В 1907 г. исследования Геолкома распространяются и на Кубанскую нефтеносную область, где они также дают важные результаты (выяснение стратиграфии меловых и третичных отложений, некоторых основных черт тектоники и т. д.). Эти исследования начинаются К. И. Богдановичем и С. И. Чарноцким, в дальнейшем в них принимает активное участие И. М. Губкин (рис. 9), тогда еще начинающий геолог, позже очень много сделавший для развития отечественной нефтяной геологии.

Помимо нефтеносных районов Геологический комитет приступает к исследованиям в районе Кавказских Минеральных Вод. Эти работы были возглавлены А. П. Герасимовым (рис. 10) и привели к разработке стратиграфии минераловодского палеогена, к открытию силура и фауны кембрия к югу от Кисловодска; были изучены лакколиты Пятигорья, новейший вулканизм Эльбруса. Гидрогеологические изыскания велись здесь А. Н. Огильви, Я. В. Лангвагеном, Н. Н. Славяновым.

В 1909 г. в районе Нальчика, а в 1912 г. в бассейнах Ассы и Кам-

билеевки начались исключительно плодотворные исследования В. П. Ренгартена по стратиграфии и фауне юрских и меловых отложений Большого Кавказа (рис. 11). В 1910 г. А. Л. Рейнгард приступает к изучению геоморфологии и явлений древнего оледенения в Центральном Кавказе и на Черноморском побережье. В дальнейшем, уже в советское время, он создает сохранившую свое значение до наших дней схему ледниковых эпох Большого Кавказа. В 1907—1916 гг. в северо-



Рис. 9. Иван Михайлович Губкин (1871—1939) — знаток нефтяных месторождений Кавказа



Рис. 10. Александр Павлович Герасимов (1869—1942) — основатель школы кавказских геологов

западной части Большого Кавказа, в бассейнах рек Лабы и Белой, устанавливается широкое развитие каменноугольных, пермских и триасовых отложений; заслуга первооткрытия триаса принадлежит погибшему на ледниках северо-западного Кавказа В. И. Воробьеву, но дальнейшее изучение и разработка стратиграфии послужили предметом многолетних исследований В. Н. Робинсона.

Итак, ко времени Октябрьской революции на Кавказе были проведены довольно широкие геологические изыскания и выявлены некоторые важнейшие черты его геологического строения. Однако страна оставалась изученной крайне неравномерно; многие и довольно обширные районы оказались вовсе не изученными. Не существовало общей стратиграфической схемы, не могло быть дано сколько-нибудь полной общей картины тектоники Кавказа, а его геологическая история едва намечалась.

Пятый этап. С окончательным установлением советской власти геологические исследования развернулись на всем Кавказе почти сразу же в неизмеримо более широком масштабе, чем до революции, причем

они впервые преследовали цель планомерного изучения страны, составления ее сводной геологической карты.

В первый послеоктябрьский период — период восстановления и развития народного хозяйства работы велись в основном еще силами геологов Геологического комитета, а в нефтеносных районах — Комитета по разведкам Московской горной академии. В этих работах в качестве коллекторов участвовали студенты вновь учрежденных тбилисских и бакинских вузов. Кавказская секция Геологического комитета, возглавленная А. П. Герасимовым, предприняла ряд пересечений через весь Кавказ с составлением одновозрастных геологических карт полосы пересечений. Наиболее важным по своим результатам оказалось пересечение вдоль Военно-Грузинской дороги, законченное В. П. Ренгартеном к 1932 г. Оно привело к установлению существенных фациальных различий между северным склоном Главного хребта с его нормально-неритическими фациями верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложений и южным склоном, где одновозрастные отложения представлены флишевыми толщами. В. П. Ренгартену впервые удалось стратиграфически расчленить эти толщи и выявить их сложную изоклинально-чешуйчатую тектонику. В построенном им сквозном профиле Большого Кавказа вдоль Военно-Грузинской дороги видна большая роль в структуре этого сооружения направленных с севера на юг надвигов. Уже в 1926 г. В. П. Ренгартен смог предложить первую схему тектонической зональности Кавказа, в дальнейшем им неоднократно совершенствовавшуюся.



Рис. 11. Владимир Павлович Ренгартен (род. в 1883 г.) — исследователь мезозоя и тектоники Кавказа

Важное значение имело также более западное, так называемое Балкарское пересечение И. Г. Кузнецова, доведенное на юг до Дзирульского массива. И. Г. Кузнецов окончательно доказывает юрский возраст сланцев Главного хребта, одновременно с Г. П. Барсановым открывает кембрийскую фауну в мраморах Дзирульского массива, отмечает расчлененность изученной им полосы на ряд тектонических зон, разделенных крутыми разрывами, и высказывает идею о длительном существовании этих разрывов и о том, что вертикальное перемещение разделенных ими зон было основным содержанием развития Кавказа.

Одновременно развертываются исследования Б. Ф. Мефферта в западном Закавказье, в Имеретии, Мегрелии и Гурии, давшие первую в основном правильную картину строения этих областей. Некоторые ошибки Мефферта были вскоре исправлены грузинским геологом А. И. Джанелидзе, также много сделавшим для познания этой области. К. Н. Паффенгольц в эти же годы осуществляет Гянджинское пересе-

чение Малого Кавказа, расчленяя по возрасту вулканогенные толщи юры и мела и выявляя главные черты тектоники этой части страны. Важное значение имели также исследования Л. А. Варданянца в Северной Осетии, приведшие к подтверждению забытой уже идеи о веерообразной структуре Центрального Кавказа и Д. В. Дробышева в Дагестане. А. П. Герасимов и С. П. Соловьев продолжают работы в Минераловодском районе и Приэльбрусье, разрабатывая стратиграфию древнейших толщ Большого Кавказа. Г. П. Агалин доказывает присутствие палеозоя в Сванетии, а В. Н. Робинсон создает стратиграфическую схему палеозоя и триаса на западном Кавказе, в бассейнах рек Лабы и Белой.

Работы Геологического комитета и сменившего его ЦНИГРИ по пересечениям были закончены к 1933 г., заняв, таким образом, не только период восстановления народного хозяйства, но и начало периода индустриализации — первую пятилетку. Параллельно и несколько позже в нефтеносных районах велись работы Нефтяным геологоразведочным институтом, также сыгравшие чрезвычайно важную роль в познании геологии Кавказа.

На юго-восточном Кавказе, в основном в Кобыстане, работали Н. С. Шатский, В. В. Вебер, М. Ф. Мирчинк; исследования В. В. Вебера охватили также Шемахинский район, Аджиноурские степи и азербайджанскую часть южного склона Главного хребта. В Горной Кахетии основные работы проводились Н. Б. Вассоевичем, в Степной Кахетии — Н. А. Кудрявцевым и А. В. Ульяновым; западную часть Куринской впадины изучал М. И. Варенцов, в то время как третичные отложения Абхазии и Гурии явились предметом исследований С. И. Ильина и А. Г. Эберзина. В нефтеносных районах Дагестана работали В. Д. Голубятников, И. О. Брод и Н. Ю. Успенская, в Грозненской области — Б. А. Алферов и А. А. Хуциев, на Кубани и Черноморском побережье — С. Т. Коротков, А. В. Ульянов, О. С. Вялов.

В итоге работ геологов ЦНИГРИ и НГРИ уже в 1930 г. была издана геологическая карта Кавказа в масштабе 1 : 1 000 000, впервые достаточно полно и в основном правильно отобразившая его сложное геологическое строение. А. П. Герасимовым в 1929 г. и в переработанном виде в 1935 г. были опубликованы обзоры геологического строения Северного Кавказа, в которых едва ли не самым существенным явилось установление важной роли каледонских и герцинских движений и магматизма в истории Большого Кавказа. В. П. Ренгартеном была усовершенствована схема тектонической зональности Кавказа.

Важные работы по неогену Кавказа, дополнившие стратиграфическую схему Андрусова и развившие его палеогеографические построения, были выполнены В. П. Колесниковым, Б. П. Жижченко и А. Г. Эберзиным; они нашли свое отражение в изданном в 1940 г. томе «Стратиграфия СССР», посвященном неогену.

На основе всех накопленных к середине тридцатых годов материалов В. В. Белоусов (1936—1937) построил серию карт фаций (точнее литофаций) и мощностей юрских, меловых и третичных отложений Большого Кавказа; анализ этих карт позволил ему восстановить картину развития Главного хребта и прийти к важным теоретическим выводам общетектонического значения.

Сложившиеся к этому времени общие представления по геологии Кавказа сводились к следующему. Кавказ пережил несколько циклов геосинклинального развития; к древнейшим из них — докембрийским — относятся глубокометаморфизованные породы Главного хребта, Дзи-

рульского, Храмского, Локского, Арзаканского массивов, «граниты Главного хребта» и их аналоги в Закавказье. В юре, мелу и палеогене Большой Кавказ представлял единую геосинклиналь, испытавшую обращение (инверсию) перед средним миоценом. Основную роль в создании складчатой структуры Кавказа сыграли неогеновые — предмэотические и предакчагыльские движения; помимо них, было установлено проявление ряда орогенических фаз (фаз складкообразования) «канона» Штилле, а также некоторых новых — лабинской в середине триаса, донецкой — в конце лейаса, чегемской (адыгейской) перед келловеем, кабристанской — перед понтом, бакинской — после бакинского века. Необходимо отметить при этом, что кавказские геологи, особенно А. П. Герасимов и Н. Б. Вассоевич, отнеслись достаточно критически к представлениям Штилле об эпизодическом и повсеместном одновременном проявлении орогенических фаз. Исследователи юго-восточного Кавказа — Н. С. Шатский и В. В. Вебер — пошли еще дальше и подвергли взгляды Штилле резкой критике, доказав длительное развитие складок, одновременное с накоплением осадков. И. М. Губкин в большой работе «Тектоника юго-восточного Кавказа» (1934) дал объяснение происхождению диапировых складок этой области, показав, что в процессе их длительного роста происходит выжимание пластичных глинистых масс палеогена и миоцена в своды антиклиналей.

Структура центральной части Большого Кавказа изображалась в этот период в виде серии складок — чешуй, в общем перемещенных с севера на юг по многочисленным надвигам, переходящим на южном склоне в тектонические покровы. Крупные надвиги рисовались и в Закавказье. Рельефу Кавказа приписывался чрезвычайно молодой — четвертичный — возраст (Л. А. Варданянц). Была отмечена значительная роль на Большом Кавказе молодых третичных «неоинтрузий» (Д. С. Белянкин); интрузии Малого Кавказа также считались (за исключением Мехманинской) третичными (К. Н. Паффенгольц). Лишь непосредственно перед войной Л. А. Варданянц установил важную роль верхнеюрских, в основном предкелловейских, движений в создании структуры Центрального Кавказа.

Именно эти представления и отражены в основном в вышедшем в свет в 1941 г. X томе «Геологии СССР», посвященном Закавказью. IX том — «Северный Кавказ»,— опубликованный в 1947 г., содержит уже более поздние материалы и в значительно большей степени учитывает новые взгляды.

За годы восстановления народного хозяйства и индустриализации значительно расширились разведанные запасы полезных ископаемых, были открыты новые их месторождения. Это прежде всего касается нефтяных месторождений. В старейшем нефтеносном районе — Бакинском — был открыт ряд крупнейших месторождений (Кала, Локбатан и др.) и обнаружены богатые залежи в нижних горизонтах продуктивной толщи на старых площадях, что позволило намного превзойти дореволюционный уровень добычи. В Азербайджане были открыты первые месторождения за пределами Апшеронского п-ова (Нефтечала в низовьях Куры, Сиазань в северо-восточном Азербайджане). Ряд новых месторождений вступил в разработку в Грозненском (Малгобек, Вознесенка и др.) и Майкопском районах. Существенно возросли разведанные запасы Садонских полиметаллических руд в Северной Осетии, Чиатурского марганцевого месторождения в Грузии, медных месторождений Армении; вступило в разработку Чирагидзорское серноколчеданное месторождение и подготовлено к разработке Дашкесанское

железорудное месторождение в Азербайджане. Большое значение имело открытие молибденовых месторождений на Северном Кавказе (Тырныауз) и Армении.

Начиная со второй пятилетки в геологических исследованиях Кавказа, особенно Закавказья, все более заметную роль начинают играть местные кадры геологов, группирующиеся вокруг республиканских геологических управлений, нефтяных трестов, высших учебных заведений, филиалов Академии наук СССР. Тбилиси, Баку, а затем Ереван превращаются в важные геологические центры. В Тбилиси возникает крупная геологическая школа во главе со стратиграфом и тектонистом А. И. Джанелидзе и минералогом и петрографом А. А. Твалчрелидзе. Обширные площади покрываются детальной геологической съемкой. Начинаются тематические работы по стратиграфии, литологии, магматизму. Значительные научные результаты дают Сочинская экспедиция Геологического института Академии наук СССР и экспедиция Московского геологоразведочного института в районе Кавказских Минеральных Вод; руководителем последней являлся Е. В. Милановский.

Успешное развитие исследований Кавказа было прервано Великой Отечественной войной, принесшей с собой временную оккупацию части Северного Кавказа и вынудившей кавказских геологов сосредоточить свои усилия на поисках местного минерального сырья.

Шестой этап. В послевоенный период геологические изыскания на Кавказе разворачиваются в еще большем масштабе. Теперь уже все основные работы ведутся местными силами; руководящую роль берут на себя созданные в республиках Закавказья национальные академии наук. Из центра направляются отдельные крупные экспедиции, кооперирующиеся в своих работах с местными силами; таковы Кавказская экспедиция, Азербайджанская, Грузинская, Северо-Кавказская и Комплексная южная нефтяные экспедиции Академии наук СССР, Кавказская экспедиция Московского университета. Институт физики Земли АН СССР проводит многочисленные исследования по сейсмичности Кавказа и ее связи с тектоникой, а также по происхождению складчатости. Заканчивается составление листов Кавказской серии среднемасштабных карт и карт составляются обзорные карты отдельных республик и всего Кавказа в целом.

Наиболее характерным для данного периода следует считать появление монографий, посвященных стратиграфии отдельных комплексов отложений и палеогеографии времени их образования. В. П. Ренгартен завершает начатые еще до войны исследования по стратиграфии и палеогеографии мела Закавказья. И. Р. Кахадзе публикует монографию по юре, В. В. Тихомиров — по мелу Малого Кавказа, Н. П. Луппов — по нижнему, Б. М. Келлер — по верхнему мелу северо-западного Кавказа, М. С. Эристави — по нижнему, А. Л. Цагарели — по верхнему мелу Грузии, А. Г. Халилов — по нижнему мелу Азербайджана, Д. В. Дробышев — по верхнему мелу и нижнему палеогену Северного Кавказа, А. А. Ализаде — по майкопской свите, К. А. Ализаде — по акчагыльскому ярусу Азербайджана, Б. П. Жижченко — по неогену Северного Кавказа, Л. А. Варданянц — по четвертичной истории Кавказа в целом. Одновременно выходят в свет региональные монографии, в частности П. Д. Гамкрелидзе по Аджаро-Триалетской системе, М. И. Варенцова по западной части Куринской депрессии, А. В. Ульянова по западной Грузии, В. Е. Хаина по Юго-Восточному Кавказу, В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова по Куринской впадине в целом, А. С. Байрамова и Ш. Ф. Мехтиева по Талышу, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна и

С. С. Мкртчяна по геологии Армении, С. С. Кузнецова по Северному Кавказу и др. Серия монографических трудов посвящается магматизму Северного Кавказа (Г. Д. Афанасьев, А. А. Каденский и Н. Д. Соболев), магматизму Азербайджана (А. Н. Соловкин, Ш. А. Азизбеков и М. А. Кашкай), магматизму Грузии (Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили и Н. И. Схиртладзе). Осадочные породы Азербайджана рассматриваются в трудах А. Г. Алиева, А. Д. Султанова; Грузии — С. Г. Саркисяна и Г. А. Шаповаловой, Г. С. Дзоценидзе и др.; Предкавказья — И. А. Конюхова. Следует отметить капитальный труд К. Н. Паффенгольца по геологии Армении и прилежащих частей Малого Кавказа, составленную под его редакцией обзорную геологическую карту Кавказа и пояснительную записку к ней, выпущенную Академией наук АзССР «Геологию Азербайджана» и тектоническую карту Кавказа, составленную Л. А. Варданянцем.

Почти все перечисленные работы сопровождаются картами фаций и мощностей, составленными по методу В. В. Белоусова, но на значительно большем материале и с гораздо большей детальностью. Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин на основе той же методики предпринимают попытку анализа истории Кавказа в целом, начиная с палеозоя.

Важные обобщения по металлогении Армении публикуются И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном, по металлогении Грузии — Г. А. Твалчрелидзе. Азербайджанские геологи-нефтяники выпускают обобщающие труды по отдельным нефтегазоносным областям (Апшерон — И. И. Потапов, Кобыстан — Г. А. Ахмедов, Апшеронский архипелаг — В. С. Мелик-Пашаев, Бакинский архипелаг — А. Л. Путкарадзе, междуречье Куры и Иори — М. Г. Агабеков и А. В. Мамедов). Грузинскую часть Куринской впадины в этом же аспекте рассматривает Д. А. Булейшвили, Предкавказья — М. С. Бурштар.

Много принципиально нового материала по строению депрессионных зон Предкавказья и Закавказья дают геофизические исследования, опорное и разведочное бурение. Окончательно доказывается платформенный характер Предкавказья, за исключением Кубанской и Терской впадин, и герцинский возраст его фундамента. Устанавливается также принадлежность Куринской и Рионской впадин в мезозое и палеогене к образованиям типа срединного массива, о чем еще раньше писали В. П. Ренгартен, особенно А. И. Джанелидзе и отчасти И. М. Губкин.

Естественно, что накопление новых данных приводит к пересмотру сложившихся ранее общих представлений по геологии Кавказа; частично этот пересмотр начался уже перед войной.

Выясняется более молодой, в основном среднепалеозойский возраст метаморфических толщ и древних гранитоидов Большого Кавказа и кристаллических массивов Закавказья, тем самым роль герцинского цикла в развитии Кавказа резко повышается, а проявления каледонского цикла ставятся вообще под сомнение. В альпийской истории Кавказа выявляется весьма существенная роль юрских, особенно предпозднеюрских движений, создавших основные черты структуры осевых зон Большого и Малого Кавказа. Становится очевидным, что и в геосинклинали Главного хребта, и в геосинклинали Малого Кавказа уже в юре возникли поднятия, а некоторые участки оставались поднятыми с конца герцинского цикла. Широко распространенными оказываются мезозойские, в основном юрские интрузии. Отмечается, что рельеф как Большого, так и Малого Кавказа начал формироваться еще в олигоцене — миоцене.

Структура Большого Кавказа теперь рисуется в виде сложного веерообразного и асимметричного горст-антиклинория (мегантиклинория). Роль надвигов и их амплитуда представляется значительно более скромной, чем это полагали раньше. Зато все большее значение в структуре Кавказа придается глубинным разломам, глыбовой тектонике, о чем еще в начале тридцатых годов писали И. Г. Кузнецов и В. Н. Робинсон, не встретив тогда, однако, поддержки.

Существенные успехи были достигнуты в послевоенный период и в области выявления залежей полезных ископаемых. На морских площадях, примыкающих к Апшеронскому п-ову, а также в низовьях Куры были открыты и введены в разработку крупные нефтяные месторождения; на юго-западном Апшероне выявлено крупнейшее Карадагское газовое месторождение. С открытием ряда значительных залежей нефти в погребенных поднятиях западной Кубани резко возросла добыча нефти в Краснодарском крае. Новый нефтеносный район обнаружен в Затеречной равнине. В Ставрополье и на севере Краснодарского края открыты крупнейшие газовые месторождения.

В Грузии в Ткибульском районе выявлены новые погребенные угленосные пласты. В южной Армении разведаны месторождения медно-молибденовых руд. Полиметаллические месторождения открыты в южной Грузии. На Северном Кавказе обнаружены колчеданные месторождения, связанные со среднепалеозойскими вулканогенными толщами.

В настоящее время изучение геологического строения и полезных ископаемых Кавказа продолжается неослабевающими темпами. Широко развернулось определение абсолютного возраста интрузий. Уточняется стратиграфия и тектоника, особенно древних толщ Центрального Кавказа, хотя в последнем вопросе остается еще очень много неясного. Данные геофизики дают все больше материала для познания глубинного строения страны. Проводятся крупные поисковые и разведочные работы. Все это позволяет надеяться на то, что многие из вопросов геологии Кавказа, остающихся пока нерешенными, будут разрешены в относительно недалеком будущем, а страна получит новые месторождения полезных ископаемых.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

На территории Кавказского перешейка выделяется шесть главнейших тектонических структурно-формационных зон (с севера на юг):

I. Предкавказская эпигерцинская платформа.

II. Зона предкавказских альпийских передовых (краевых) прогибов.

III. Горное сооружение (мегантиклинорий) Большого Кавказа.

IV. Закавказская (Рионо-Куринская) межгорная зона.

V. Горное сооружение (мегантиклинорий) Малого Кавказа.

VI. Араксинский межгорный прогиб.

Каждый из этих основных элементов подразделяется на ряд более мелких единиц, отличающихся по своему строению и геологической истории. Расположение их показано на рис. 12.

I. Северная часть Кавказского перешейка, включающая Ставропольскую возвышенность и равнинные пространства к северу от нижних течений Кубани и Терека, представляет собой, как показали результаты бурения, молодую, **эпигерцинскую Предкавказскую платформу.** Ее складчатое основание сложено породами палеозоя, а осадочный чехол — мезозоем (начиная с верхов нижнего мела на западе и со средней юры — к востоку от Ставрополья) и кайнозоем.

Складчатое основание наиболее приподнято в средней части Предкавказья — в Ставропольском поднятии — и значительно погружается к западу и востоку от него.

II. К югу от Ставропольского поднятия эпигерцинская платформа непосредственно сочленяется с мегантиклинорием Большого Кавказа, а по обе стороны от этого поднятия отделена от него прерывистым поясом **передовых (краевых) прогибов:** 1) Кубанского на западе и 2) Терского на востоке.

Полоса третичных отложений приморского Дагестана соединяет Терский прогиб с кулисообразно подставляющим его 3) Кусарским (Кусаро-Дивичинским) передовым прогибом. Все три передовых прогиба заключают мощные толщи третичных образований моласового типа. Южные крылья передовых прогибов наложились на краевые участки геосинклинали Большого Кавказа, а остальная часть их развивалась на платформенном основании.

III. **Горное сооружение Большого Кавказа** представляет собой мегантиклинорий, резко асимметричный в поперечном сечении, а в продольном направлении разделяющийся на несколько относительно приподнятых и опущенных сегментов. Наиболее приподнят центральный сегмент, а наиболее погружены северо-западное и юго-восточное окон-

чания мегантиклинория. Осевую зону (ядро) мегантиклинория образует антиклинорий Главного хребта, сложенный в наиболее приподнятом сегменте Большого Кавказа палеозоем, а в более опущенных сегментах — преимущественно лейасом. Северное крыло мегантиклинория сложено мезозойскими и отчасти палеогеновыми терригенно-карбонатными отложениями умеренной мощности, смятыми в простые складки или даже залегающими моноклинально. Южное крыло отличается значительно большей мощностью мезозойского разреза (верхняя часть которого представлена флишем) и интенсивной складчатостью, вплоть до образования изоклинально-чешуйчатой структуры с общим смещением масс к югу. Прерывистая полоса флишевых синклинориев южного крыла обрамляется на юге системой поднятий с более сокращенным, в основном нефлишевым разрезом мезозоя, отделяющим мегантиклинорий Большого Кавказа от Закавказской межгорной зоны. Как ядро мегантиклинория, так и его крылья слагаются из ряда частных тектонических элементов, ориентированных косо по отношению к оси складчатого сооружения в целом и кулисообразно подставляющих друг друга по простиранию.

1. На центральном наиболее приподнятом поперечном участке Кавказа между реками Белой и Череком роль северного крыла мегантиклинория играет Лабино-Малкинская зона, альпийский этаж которой представляет пологую моноклиналь, образованную отложениями мезозоя в субплатформенных фациях, лежащими на консолидированном палеозойском основании.

2. Южнее протягивается чрезвычайно узкая, ограниченная длительно развивавшимися разломами, Тырныауз-Пшекишская шовная зона, сложенная сильно смятыми породами палеозоя и юры.

3. На юге с ней граничит зона поднятия Главного хребта Центрального Кавказа, представляющая мощный горстообразный выступ нижнепалеозойского метаморфического фундамента, пронизанный палеозойскими гранитоидами.

4. К южному борту этой зоны примыкает зона эвгеосинклинали южного склона (Сванетская зона), характеризующаяся мощным и почти непрерывным разрезом сильно смятых геосинклинальных толщ от среднего палеозоя до конца мезозоя. В пределах Центрального Кавказа она наиболее сужена и приподнята, так что ее палеозойское основание в ряде частных структур выходит на поверхность, а к западу и востоку расширяется и погружается, переходя во флишевые прогибы северо-западного и восточного Кавказа (см. ниже).

5. С юга Сванетская зона сменяется Абхазо-Рачинской зоной, сложенной в основном толщами лейаса и доггера, которая испытала складчатость и консолидацию в предверхнеюрское время.

6. Центральный сектор мегантиклинория Большого Кавказа ограничивается с юга узкой зоной Рача-Лечхумского прогиба, приуроченной, как и Тырныаузская зона, к крупному тектоническому шву. Она выполнена довольно мощной толщей меловых, палеогеновых и миоценовых отложений.

7. На западном продолжении 4-й и 3-й зон Центрального Кавказа развита широкая флишевая зона северо-западного Кавказа, состоящая из нескольких подзон. В ее строении участвуют флишевые отложения верхней юры, мела и нижнего палеогена, а на продолжении центрального поднятия из-под этих отложений выступает терригенная средняя и нижняя юра.

8. Наиболее опущена северо-западная периклинальная часть мегантиклинория — зона Таманского п-ова; в ее пределах получают развитие мощные толщи верхнего палеогена и неогена и специфические структурные формы (брахиантиклинали, грязевые вулканы).

9. В восточной части мегантиклинория Большого Кавказа роль северного его крыла играет зона Известнякового Дагестана с ее западным продолжением в Чечено-Ингушетии и Северной Осетии и восточным — в северо-восточном Азербайджане, где к ней относится массив горы Шахдаг. Хотя эта зона находится на восточном продолжении зоны Главного хребта Центрального Кавказа, но по своему положению в структуре мегантиклинория и характеру разреза слагающих ее юрских и меловых образований она аналогична Лабино-Малкинской моноклинальной зоне, но отличается от нее повышенными мощностями и большим развитием известняков в мальме и неокоме. В тектоническом отношении зона состоит из серии, в общем, довольно просто построенных складок.

10. Осевое положение в структуре этой части мегантиклинория занимает зона Центрального сланцевого поднятия восточного Кавказа, почти лишенная выходов доюрского основания и сложенная мощными терригенными толщами нижней и средней юры, смятыми в сильно сжатые, даже изоклинальные складки; она располагается на продолжении северной части зоны эвгеосинклинали южного склона Центрального Кавказа.

11. Роль южного крыла мегантиклинория играет флишевая зона восточного Кавказа, лежащая на восточном продолжении Абхазо-Рачинской и Сванетской зон Центрального Кавказа. Она представляет глубокий, скошенный к югу синклинорий с интенсивной складчатостью верхней юры и мела. Его структуры полностью обнажаются только на своих западном и восточном участках (Чиаурский (а) и Дибрарский (б) синклинории), а на среднем участке они скрыты под плиоцено-четвертичными молассами наложенной Алазанской межгорной впадины, являющейся частью Куринского межгорного прогиба (IV 9).

12. Флишевая зона восточного Кавказа обрамляется с юга узкой Кахетино-Вандамской шовной зоной, отличающейся резко сокращенным разрезом и широким развитием разрывных нарушений. Она лежит на восточном продолжении Рача-Лечхумской зоны Центрального Кавказа и может быть объединена с последней в качестве Кахетино-Лечхумской шовной зоны, ограничивающей мегантиклинорий с юга.

13. Две последние зоны, погружаясь на юго-востоке, сменяются зоной Апшеронского п-ова и Кобыстана, во многом аналогичной зоне Таманского п-ова.

IV. **Закавказская межгорная зона** представляет сочетание относительно приподнятых глыб (реликтов Закавказского срединного массива) и опущенных глыб (межгорных прогибов).

1. Наиболее приподнятое положение занимает древний Дзирульский массив (выраженный в рельефе Сурамским хребтом), с его метаморфическими сланцами и мраморами нижнего палеозоя, герцинскими и раннеальпийскими (среднеюрскими) гранитоидами и резко сокращенным разрезом полого залегающих мезо-кайнозойских отложений.

2. С севера и северо-запада к нему примыкает Окрибско-Сачхерская зона предверхнеюрской консолидации, состоящая

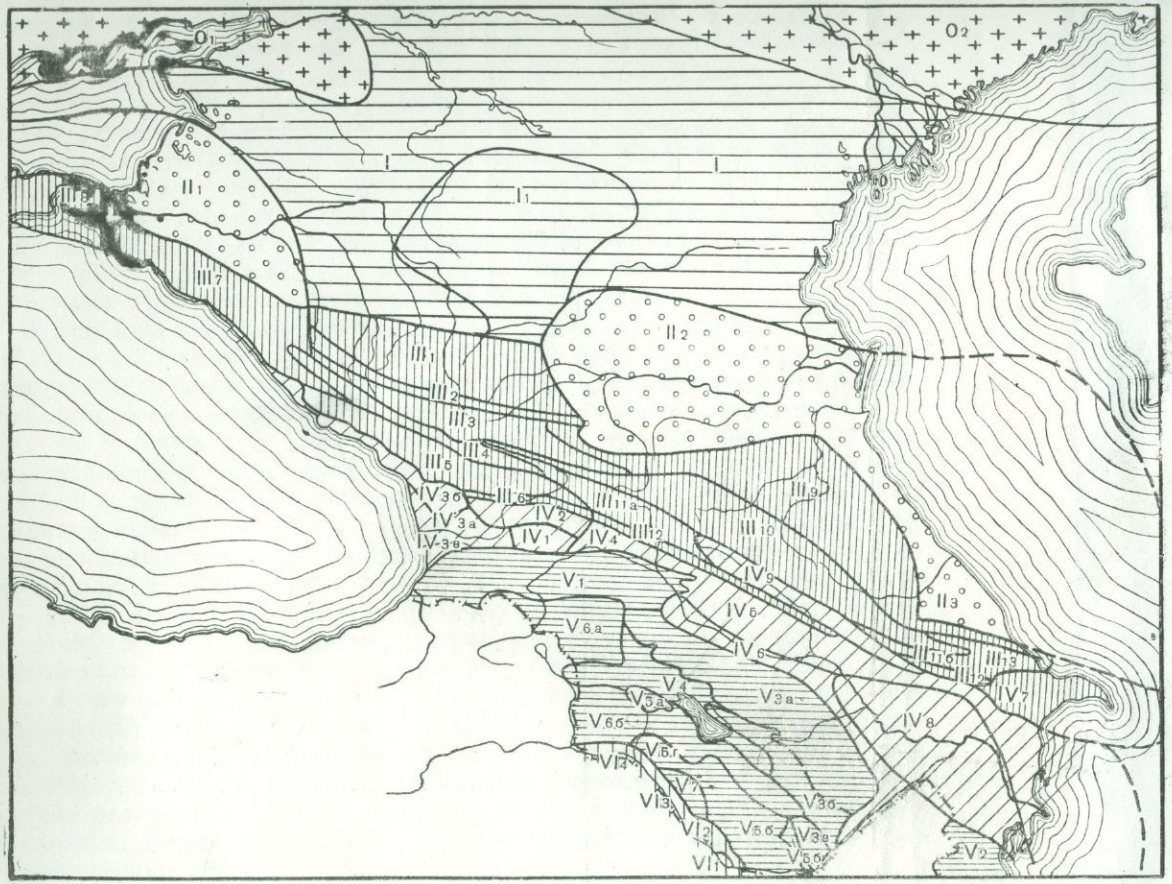


Рис. 12. Основные структурно-фациальные зоны Кавказа.

0 — Русская дорифейская платформа: 1 — юго-восточный склон Украинского щита; 2 — Прикаспийская синеклиза. I — Предкавказская эпигерцинская платформа: 1 — Ставропольское поднятие; II — пояс Предкавказских передовых прогибов: 1 — Кубано-Индольский прогиб; 2 — Терско-Каспийский прогиб; 3 — Кусаро-Дивичинский прогиб; III — мегантиклинорий Большого Кавказа: 1 — Лабино-Малкинская зона; 2 — Тырныауз-Пшекишская шовная зона; 3 — зона поднятия Главного хребта Центрального Кавказа; 4 — зона эвгеосинклинали южного склона (Сванетская); 5 — Абхазо-Рачинская зона; 6 — Рача-Лечхумская шовная зона; 7 — флишевая зона Северо-Западного Кавказа; 8 — Таманская зона поперечного погружения; 9 — зона Известнякового Дагестана — Осетии; 10 — зона центрального сланцевого поднятия Восточного Кавказа; 11 — флишевая зона Восточного Кавказа: а) Чиаурский; б) Дибрарский синклинорий; 12 — Кахетинская шовная зона; 13 — Апшероно-Кобыстанская зона поперечного погружения; IV — Закавказский межгорный пояс: 1 — Дзирульский массив; 2 — Окрибско-Сачхерская зона; 3 — Рионская межгорная впадина: а) Колхидский прогиб; б) Сухумско-Мегрельская и в) Гурийская подзоны; 4—9—Куринская межгорная впадина: 4 — Карталинский прогиб; 5 — Среднекуринский (Кахетино-Аджиноурский) прогиб; 6 — Караязо-Евлахская зона; 7 — Алято-Сальянская зона; 8 — Нижне-Куринская зона; 9 — Алазанская наложенная впадина; V — мегантиклинорий Малого Кавказа: 1 — Аджаро-Триалетская зона; 2 — Талышская зона; 3 — Сомхето-Кафанская зона: а) Сомхето-Карабахский антиклинорий, б) Акеринский синклинорий; в) Кафанское поднятие; 4 — Севанская зона; 5 — Армянская зона: а) Мисханский массив; б) Зангезурский антиклинорий; в) Ордубадский синклинорий; г) Ереванский синклинорий; 6 — наложенные вулканические щиты: а) Ахалкалакский; б) Армянский; 7 — Даралагезское поднятие; VI — Араксинский межгорный прогиб: 1—Джульфинское поднятие; 2 — Нахичеванская впадина; 3 — поднятие Волчьих ворот; 4 — Араратская впадина

Примечание. По новейшим геофизическим данным северо-восточную границу Терско-Каспийского передового прогиба на акватории Каспия следует проводить значительно южнее, примерно вдоль юго-западного края котловины среднего Каспия

Зак. 287. 28—29

из нескольких небольших изометрических поднятий, сложенных преимущественно вулканогенной средней юрой и карбонатным мелом.

3. К западу от Дзирульского и Окрибско-Сачхерского поднятий, образующих в целом выступ Закавказского срединного массива (Грузинской глыбы), расположен Рионский межгорный прогиб. Его осевая часть — Колхидская впадина (3а) представляет область накопления мощных плиоценово-антропогеновых моласс, под которыми почти непосредственно залегает пологий и довольно мощный разрез мела, предположительно подстилаемый вулканогенным байосом и терригенным лейасом. Структура осадочного чехла от четвертичных до меловых отложений включительно весьма простая.

В северной и южной краевых частях Рионской впадины — Сухумско-Мегрельской (3б) и Гурийской (3в) подзонах разрез пополняется мощными толщами палеогеновых и миоценовых отложений преимущественно молассового типа, но заканчивается плиоценом.

4—9. К востоку от Дзирульского массива мы вступаем в область более обширного, чем Рионский, Куринского межгорного прогиба, построенного весьма неоднородно. Наиболее западным его элементом является Карталинский прогиб (4а), в котором под пологосинклинальным молассовым неогеном располагается почти горизонтально лежащий маломощный платформенного типа мел, а ниже — резко дислоцированный туфогенно-терригенный байос или лейас. К востоку по мере расширения Куринской впадины и погружения ее мезозойского субстрата Карталинский прогиб переходит в Среднекуринский, или Кахетино-Аджиноурский, межгорный прогиб (5). Мощность молассовых толщ здесь возрастает еще больше, в основном за счет пополнения разреза верхним плиоценом. Тектоника заметно усложняется, складчатость приближается к линейной; широкое развитие надвигов делает структуру близкой к изоклинально-чешуйчатой. Впрочем, к востоку от нижнего течения Алазани структура снова упрощается.

Северная часть Среднекуринского прогиба — Алазанская впадина (9), как уже говорилось, наложена на структуры южного крыла восточного Кавказа, а южная часть, лежащая по южную сторону реки Куры — Караязо-Евлахская зона (6), представляет собой по существу подземный склон Малого Кавказа. Мощность третичных отложений здесь резко падает; из их разреза выпадают продуктивная толща, понт и мэотис; структура становится очень простой — на общем моноклинальном фоне выделяются пологие брахискладки. Почти согласно с палеогеном залегает мощный карбонатно-вулканогенный мел, подстилаемый аналогичной юрой.

Непосредственным продолжением Кахетино-Аджиноурской складчатой зоны к востоку служит Алято-Сальянская зона (7), в разрезе которой важную роль играет исключительно мощная продуктивная толща среднего плиоцена. В структуре господствуют крупные вытянутые брахиантиклинали, разбитые сбросами и разделенные широкими плоскими синклиналями.

К югу от этой зоны располагается обширная Нижнекуринская впадина (8), сложенная мощными почти горизонтально залегающими четвертичными и верхнеплиоценовыми отложениями; по геофизическим данным, предполагается, что Нижнекуринская зона представляет опустившийся в конце миоцена — начале плиоцена блок срединного массива, кристаллический фундамент которого залегает на глубине 5 *км*.

V. Сложное и гетерогенное **складчатое горное сооружение (мегантиклинорий) Малого Кавказа** на протяжении своей мезо-кайнозойской истории испытало существенные изменения и перестройки плана расположения основных тектонических зон, что затрудняет структурно-формационное районирование этой области. От Большого Кавказа мегантиклинорий Малого Кавказа отличает отсутствие главного, осевого поднятия. На севере Малого Кавказа, к югу от Грузинской глыбы и Рионского межгорного прогиба выделяется Аджаро-Триалетская зона (1), сложенная весьма мощным вулканогенно-карбонатным верхним мелом, флишево-вулканогенным палеоценом — эоценом и терригенным олигоценом. В структурном отношении — это веерообразный антиклинорий с довольно напряженной складчатостью, возникший на месте одноименного геосинклинального прогиба.

Аналогичное строение и структурное положение (но на границе с Куринским межгорным прогибом) занимает Талышская складчатая зона (брахиантиклинорий) (2) на крайнем юго-востоке Малого Кавказа.

3. Северо-восточную часть Малого Кавказа образует Сомхето-Кафанская структурно-формационная зона, сложенная мощными вулканогенно-осадочными мезозойскими образованиями. Она состоит из трех основных элементов (подзон), из которых наиболее крупным является Сомхето-Карабахский антиклинорий (3а), состоящий из ряда кулисообразно расположенных прогибов и поднятий. В его северо-западной части имеются выступы палеозойского субстрата — Храмский и Лочский массивы. Мезозойский разрез начинается с маломощного терригенного лейаса и продолжается исключительно мощным вулканогенным доггером и менее мощным вулканогенно-известняковым мальмом. Нижний мел развит весьма неполно в противоположность мощному карбонатно-вулканогенному верхнему мелу, третичные отложения практически отсутствуют. Складчатая структура, в общем, достаточно простая.

На юго-западе этот антиклинорий сменяется Акеринским синклинорием (3б), выполненным карбонатными отложениями нижнего мела (на юго-западном крыле), очень мощным верхним мелом в терригенных, вулканогенных и карбонатных фациях, а на юго-восточном окончании этого прогиба и неогеновыми образованиями. Складчатость меловых отложений местами напряженная, близкая к изоклинальной. Этот прогиб к юго-западу сменяется Кафанским брахиантиклинальным поднятием (3в), сложенным доггером и мальмом в фациях Сомхето-Карабахской подзоны.

Расположенная к юго-западу от Сомхето-Кафанской Армянская структурно-формационная зона, в отличие от последней характеризуется почти полным отсутствием юрских и нижнемеловых отложений и широким развитием очень мощных третичных толщ. Граница этих зон, на юге выраженная крупнейшим Зангезурским (Хуступ-Гиратахским) разломом, далее к северо-западу маскируется наложенным на полосу сочленения этих зон Севанским синклинорием (4), выполненным мощными довольно сильно смятыми палеогеновыми, а в Севанской остаточной впадине — и более полого залегающими неогеново-четвертичными вулканогенно-осадочными образованиями. Северо-восточная часть Севанского прогиба является продолжением Акеринского.

В Армянской зоне (5) имеется несколько выступов палеозойского фундамента, приуроченных главным образом к ее северо-восточному краю.

На севере зоны выступает Мисханский массив (5а), сложенный метаморфическими толщами и прорывающими их интрузиями.

На юго-востоке зоны, примыкая по разлому и Кафанскому поднятию, выступает узкий Зангезурский антиклинорий (5б), в котором метаморфический нижний палеозой перекрыт верхнедевонскими осадочными образованиями. Зангезурское, Мисханское и несколько более мелких поднятий, расположенных между ними, нередко объединяются в Мисхано-Зангезурский антиклинорий.

Поднятия Армянской зоны разделяются и обрамляются с юго-запада несколькими глубокими синклинальными прогибами, заложенными в верхнем мелу. На юге зоны протягивается Ордубадский синклинорий (5в), характеризуемый мощным, фациально близким к Севанскому, преимущественно вулканогенным типом палеогеновых отложений; вдоль восточного крыла этого синклинория внедрился крупнейший на Кавказе третичный Мегри-Ордубадский плутон.

К северо-западу от Даралагезского антиклинория расположен Ереванский синклинорий (5г), вмещающий мощные осадочные толщи от верхнего мела до миоцена включительно, смятые в систему складок северо-восточного простирания. Под верхним мелом здесь непосредственно залегает метаморфический нижний палеозой.

Соотношения между тектоническими элементами центральной части Малого Кавказа в значительной степени замаскированы занимающими более четверти его площади молодыми вулканическими «щитами», или «панцырями», сложенными наземными эффузивами позднемиоценового — антропогенового возраста. На продолжении наиболее приподнятой северо-западной части Сомхето-Карабахского антиклинория расположен Ахакалакский вулканический (щит) (6а). В пределах Армянской зоны находится косо наложенный на более древние структуры Армянский вулканический (щит) (6б), распадающийся на несколько отдельных вулканических поднятий (вздутий), из которых Арагацкое лежит на западном продолжении Мисханского массива, Гегамское — на его юго-восточном продолжении, а Варденисское и Карабахское в основном на северо-западном продолжении Зангезурского антиклинория. В юго-западной части зоны расположен Даралагезский антиклинорий (7), сложенный терригенно-карбонатными отложениями девона и нижнего карбона и перми — триаса, смятыми и перебитыми системой взбросов уже в альпийское время. Аналогичные палеозойские толщи обнажаются в нескольких более мелких поднятиях к югу и юго-западу от него, где они слагают фундамент Араксинского межгорного прогиба, входящего до олигоцена в единую с Даралагезом Приараксинскую структурно-фациальную зону.

VI. **Араксинский межгорный прогиб,** обрамляющий сооружение Малого Кавказа с юго-запада, состоит из нескольких «нанизанных» на единую ось наложенных впадин и реликтовых антиклинальных перемычек — Джульфинской (1), Волчьих ворот (3) и прочих, в которых выступает палеозойско-триасовый субстрат прогиба в даралагезских фациях. Араратская впадина (4), занимающая северо-западную часть прогиба, выполнена весьма мощными миоценовыми и нижнеплиоценовыми молассами, перекрытыми относительно тонким недислоцированным покровом верхнеплиоценовых и четвертичных континентальных отложений, переслаивающихся с лавовыми потоками. Нахичеванская впадина (2), расположенная в юго-восточной части прогиба, заполнена мощной серией олигоценовых и главным образом миоценовых лагунных образований.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ — НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Фундаментом складчатых сооружений Кавказа служит сложный и еще недостаточно изученный комплекс древних метаморфических пород, прорванных разными по составу и возрасту палеозойскими интрузиями. Он выступает на поверхность в пределах центральной части мегантиклинория Большого Кавказа — на его северном крыле (в Лабино-Малкинской зоне) и в осевой зоне, в Дзирульском массиве и в ряде небольших выступов древнего субстрата на Малом Кавказе. Для установления возраста пород метаморфического фундамента имеется пока очень мало прямых данных, так как вследствие значительных метаморфических изменений, которые претерпели эти породы, находки фауны в них представляют исключительную редкость. Нижний предел возраста обнаженных пород фундамента совершенно неопределенный, однако вряд ли среди них имеются эквиваленты глубокого докембрия, так как абсолютный возраст пород, прорывающих фундамент, по данным многочисленных радиологических определений, во всех случаях оказывается не древнее верхов кембрия и, как правило, не древнее силура или девона. Присутствие позднего докембрия не исключено, хотя и не доказано. Несомненно, что значительная часть древних метаморфических толщ Кавказа принадлежит нижнему палеозою, о чем свидетельствуют единичные находки кембрийской фауны в них и стратиграфическое положение этих толщ в одном из разрезов (на р. Малке) ниже фаунистически охарактеризованного силура. Однако в некоторых других разрезах вероятно участие в строении метаморфической серии и более высоких горизонтов, в том числе силура и девона. В этом разделе мы охарактеризуем строение метаморфических толщ, с несомненностью относящихся к верхам докембрия (?) и нижнему палеозою (кембрий и, может быть, ордовик). К метаморфическим породам, возможно имеющим (целиком или частично) более молодой возраст, вернемся при описании более молодых отложений (в частности, девонской системы).

Разработка стратиграфии древних свит Кавказа представляет весьма трудную и еще далекую от окончательного разрешения задачу. Некоторые исследователи (А. П. Герасимов, И. Г. Кузнецов и др.), отмечая разницу в степени метаморфизма разных толщ древнего фундамента и считая метаморфизм региональным, широко использовали этот критерий как показатель разновозрастности и средство корреляции

древних свит и соответственно выделяли среди них несколько комплексов: «нижний докембрий» (A_1), или «археозой», «верхний докембрий» (A_2), или «протерозой», нижний палеозой и т. п.

Однако такое расчленение и тем более датировка по степени метаморфизма, проводимые для обширных площадей, весьма условны, и в лучшем случае отражают стратиграфическую последовательность метаморфических толщ, установленную в отдельных конкретных разрезах. При сопоставлении же выходов метаморфических толщ, не имеющих непосредственных контактов, подчас находящихся далеко друг от друга, в разных тектонических зонах с различной историей магматизма, подобное подразделение представляется не обоснованным, если учесть, что различия в интенсивности и характере метаморфических преобразований зависят не только от возраста свит, но и от особенностей их структурного положения и последующей истории и в связи с этим от характера и интенсивности метаморфического воздействия интрузий (иногда неоднократного).

На Большом Кавказе наиболее полный и непрерывный разрез метаморфических толщ позднего докембрия (?) — древнего палеозоя вскрывается под покровом юрских отложений в наиболее приподнятой **восточной части Лабино-Малкинской зоны,** в бассейнах рек Кубани, Малки, Баксана и Чегема, где эти толщи были изучены наиболее детально Д. С. Кизевальтером. Им выделяются здесь две свиты пород, характеризующихся динамическим и региональным метаморфизмом средней и нижней ступеней с позднейшим наложением контактового воздействия гранитоидных интрузий на некоторых участках развития этих свит. Нижнюю часть разреза образует чегемская свита, сложенная кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, нередко с гранатом, турмалином, эпидотом; кварц-серицитовыми, кварц-хлорит-серицитовыми и другими сланцами с подчиненными прослоями рассланцованных туфопесчаников, кварцитов, парагнейсов, видимой мощностью более 2 *км*. В видимой нижней части свиты (основание ее не вскрыто) местами, в частности на р. Чегем, появляется толща слоистых кварцитов (до нескольких сот метров), связанных со сланцами постепенными переходами и представляющих, по-видимому, продукты окварцевания последних. Основная часть пород свиты имеет, вероятно, первично-осадочный генезис. В междуречье Малки и Баксана породы свиты подверглись местами интенсивной альбитизации (с образованием крупных порфиробластов альбита), связанной с процессами натриевого метасоматоза.

Выше без видимого несогласия залегает хасаутская свита метаморфических сланцев мощностью около 3,6 *км;* нижняя часть ее (свыше 2 *км*) сложена чередованием зеленых сланцев, являющихся продуктами метаморфизации разнообразных эффузивных пород (диабазов, порфиритов, альбитофиров, кварцевых альбитофиров) и их туфов и в меньшей мере осадочных пород. Основную роль в ее составе играют хлоритовые, амфибол-хлоритовые, амфиболовые, альбито-эпидотовые, хлорито-альбитовые и серицито-хлоритовые сланцы, прорванные небольшими штоками и дайками мелкозернистых гранофировых плагиогранит-порфиров. По данным И. С. Красивской, выше с размывом залегает верхняя часть свиты, в основании которой прослеживается линзовидный горизонт рассланцованных конгломератов с галькой плагиогранит-порфиров, кварцитов, альбитофиров, выше следует толща переслаивания рассланцованных кислых туфов, тонкозернистых тонкополосчатых яшмовидных кварцитов, кварцево-альбит-хлоритовых, кварцево-серицитовых сланцев и филлитов; в верхах преобладают филлиты

с отдельными тонкими линзовидными прослоями известковистых алевролитов и туфогенных песчаников.

В бассейне р. Малки на хасаутскую свиту ложатся с некоторым угловым несогласием кварцитовидные конгломераты и песчаники силура, в которые не проникают пластовые тела диабазов и дайки кварцевых порфиров, в изобилии прорывающие хасаутскую свиту. Эти факты, а также находка (во вторичном залегании) в долине р. Малки близ верхнего контакта хасаутской свиты глыбы известняков, скорее всего происходящей из ее верхов, с остатками трилобитов и брахиопод верхней части среднего кембрия (*Solenopleura radugini* Lerm., *Sol.* sp. n., *Anomocarella* sp., *Koldinia latifrons* Lerm., *Acrocephalites* cf. *rostratus* Lerm., *Agnostus fallax* Linrs. var.*crassa* Lerm., *Acrotreta gerassimovi* var. sp. n., обломки брахиопод типа *Nisusia*), позволяют относить хасаутскую свиту к нижнему палеозою, а чегемскую — предположительно к верхнему протерозою — нижнему палеозою. В восточной части **Тырныауз-Пшекишской зоны**, между Кубанью и Чегемом по границе с зоной Главного хребта протягивается узкая полоса выходов предположительно нижнепалеозойской метаморфической толщи (аманчатской, по Д. С. Кизевальтеру) мощностью более 1 *км*, сложенной кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми, кварцево-альбитовыми и другими сланцами и рассланцованными песчаниками с подчиненными прослоями мраморизованных известняков, рассланцованных конгломератов, порфироидов, амфиболитов и пр. Отдельные пачки подверглись катаклазу и милонитизации. Породы толщи испытали местами интенсивную гранитизацию и превращены в мигматиты и гранито-гнейсы. Восточнее, в правобережье р. Чегем на продолжении полосы выходов этой толщи развита толща гранатовых амфиболитов, роговообманковых сланцев, слюдяных сланцев и гнейсов. Южнее, **в зоне кристаллических пород Главного хребта** в виде многочисленных пятен и полос выступают толщи более глубоко метаморфизованных пород, чем в более северных зонах, видимой мощностью в несколько километров. Среди них **в Балкарии** И. Г. Кузнецов различает: а) толщу слюдяных гнейсов с подчиненными пачками мраморов, гранулитовыми гнейсами, изредка тонкими пластовыми залежами амфиболитов (в верховьях рек Черек и Чегем); б) толщу полосчатых кварцево-слюдяных сланцев, андалузито-слюдяных сланцев и гнейсов, с пачками амфиболитов без прослоев мраморов. Стратиграфические соотношения этих толщ неясны. В левобережье р. Баксан Д. С. Кизевальтером выделена так называемая кыртыкская свита, сложенная двуслюдяными и биотитовыми микроклиновыми гнейсами и кварцево-слюдяными сланцами (рис. 13). Западнее, **в Софийском поднятии,** в районе Б. Лабы и Б. Зеленчука, Е. А. Снежко и Т. А. Михеев расчленяют формацию кристаллических сланцев на три свиты: 1) свиту биотитовых парагнейсов с пачками амфиболитов (свыше 0,4 *км*); 2) свиту амфиболитов с пачками слюдяных сланцев (0,3—0,5 *км*); 3) свиту кварцево-слюдяных сланцев (свыше 2,5 *км*) с подчиненными им парагнейсами в нижней и горизонтом актинолитовых сланцев и мраморов в средней части разреза свиты. Кристаллические сланцы и гнейсы на большей части зоны Главного хребта подверглись впоследствии в той или иной мере процессам гранитизации и превращены на значительных площадях в инъецированные сланцы, мигматиты и гранито-гнейсы, а также прорваны более поздними герцинскими гранитоидными интрузиями. Большая часть кристаллических сланцев и гнейсов зоны Главного хребта, по-видимому, принадлежит докембрию (?) — нижнему палеозою, так как обломки

средне- и верхнедевонских отложений, сносившиеся в нижнем карбоне из этой зоны к северу, в Тырныаузскую зону, представлены уже почти не метаморфизованными, главным образом карбонатными породами. Однако на некоторых участках зоны Главного хребта, в частности, вдоль северного крыла Архызско-Клычской депрессии и в наиболее западном, Софийском поднятии наряду с нижнепалеозойскими, очевидно, присутствуют и более молодые, среднепалеозойские (силур, девон) метаморфические образования.

В **Дзирульском массиве** в виде более или менее значительных останцев и ксенолитов среди палеозойских гранитоидов встречаются



Рис. 13. Гнейсы и кристаллические сланцы кыртыкской свиты (нижний палеозой-протерозой). Левобережье рек Баксан, Кыртык. Фото Н. В. Короновского

мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы и плагиоклазо-биотитовые, двуслюдяные и гранатовые гнейсы. В восточной части массива, может быть, выше (?) последних, залегает толща более слабо метаморфизованных пород — филлитов, включающая зеленые актинолитовые и хлоритовые сланцы (продукты метаморфизации порфиритов и диабазов), пачки мраморов мощностью до 15 *м*, а также пластовые или секущие (?) тела амфиболитов. Из мраморов А. Г. Вологдиным были определены остатки археоциат (*Coscinocyathus caucasicus* Vol. и *Archaeocyatus* sp.), указывающие, по его мнению, на нижне- или среднекембрийский возраст филлитовой толщи. Кристаллические сланцы и гнейсы либо считаются членами той же формации, но подвергшимися большему метаморфизму (Г. Р. Чхотуа, С. С. Чихелидзе, П. Ф. Киласония), либо значительно более древними — докембрийскими образованиями (Н. Ф. Татришвили и Г. М. Заридзе).

В северной части **Малого Кавказа** крупный выход пород докембрия (?) — нижнего палеозоя имеется в **Локском массиве.** В его ядре помимо палеозойских гранитов присутствуют разнообразные метаморфические породы, главным образом слюдяные и мусковито-хлоритовые

сланцы. Встречаются также мусковито-амфиболовые, хлорито-эпидотовые, хлорито-актинолитовые, мусковито-хлорито-гранатовые, андалузитовые, графитовые сланцы, а также амфиболиты, гнейсы, кварциты, мраморы и филлиты. Небольшие выходы древних пород наблюдаются в ядре Храмского массива, а также на двух участках Шамхорского антиклинория, где под лейасом залегают кварцитовые, слюдяно- и реже графито-кварцитовые сланцы.

Наиболее значительный выступ метаморфического фундамента находится в центральной полосе Малого Кавказа, **в Мисханском (Арзаканском) массиве.** В основании разреза, по Р. А. Аракеляну (1957), здесь выступает а р з а к а н с к а я с в и т а, сложенная в основном кварцево-слюдяными, частично графитизированными сланцами, среди которых выделяются биотитовые, мусковитовые, биотито-мусковито-кварцево-полевошпатовые и кварцево-полевошпатовые разности. Кварцево-слюдяные сланцы — продукт метаморфизма песчано-глинистых пород. На региональный метаморфизм наложены процессы мигматизации, а также контактового метаморфизма под воздействием палеозойских (?) интрузий. Видимая мощность свиты более 500 *м*.

Арзаканская свита вверх постепенно сменяется б ж н у я л с к о й с в и т о й, представленной в основном хлоритовыми сланцами с многочисленными прослоями глинисто-графитовых и глинистых сланцев и линзами доломитов, мраморов и мелкими линзами гематита и магнетита. Мощность 200—400 *м*. Первоначальный состав отложений — глинисто-туфогенный с линзами рифогенных известняков. Свита подверглась только региональному метаморфизму, но не испытала мигматизации, а с прорывающими ее интрузивными телами дает резкие границы без существенных контактовых изменений.

Выше согласно залегает однообразная д з о р а г л у х с к а я с в и т а, сложенная амфиболитами и роговообманковыми сланцами, а в нижней части — эпидот-роговообманковыми и хлорит-роговообманковыми сланцами, местами с линзами мраморов. Мощность 600—1000 *м*. Породы свиты представляют продукты регионального метаморфизма основных эффузивов, на которые наложен процесс послойной мигматизации амфиболитов.

Наиболее высокое положение занимает залегающая, по-видимому, с размывом, местами с конгломератом в основании а г в е р а н с к а я с в и т а. Она слагается слабо метаморфизованными и более спокойно залегающими диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с линзами мраморов и роговиков. Мощность до 800 *м*. Общая вскрытая мощность древних толщ в Арзаканском массиве больше 2,5 *км*.

Аналогичные четыре свиты, отличающиеся лишь некоторыми фациальными изменениями, выделяются Р. А. Аракеляном на крайнем юге Малого Кавказа — в **Зангезурском антиклинории.** Здесь их видимая мощность 1,7 *км*. Возраст всех этих свит, по мнению Р. А. Аракеляна, досилурийский, так как к западу от Малого Кавказа — в Турции — силурийские отложения почти не метаморфизованы и тесно связаны с девоном. Бжнуялскую свиту хлоритовых сланцев с линзами карбонатных пород Р. А. Аракелян параллелизует с филлитовой толщей Дзирульского массива, что дает возможность предполагать ее нижнекембрийский возраст, а ниже- и вышележащие свиты условно относить к верхнему протерозою, нижнему и среднему кембрию. Учитывая перерыв и резкое падение метаморфизма в агверанской свите, для последней предполагается ордовикский возраст. Эти датировки весьма условны и нельзя исключить, по крайней мере для агверанской свиты,

среднепалеозойский (*S—D*) возраст. В период печатания настоящей книги были опубликованы первые данные радиологического определения возраста метаморфизма пород Арзаканского массива (Г. П. Багдасарян, Р. Х. Гукасян. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1961). Согласно этим данным, метаморфизм пород массива относится к концу средней — началу поздней юры, а возраст интрузий, прорывающих метаморфический комплекс данного массива, отвечает интервалу от конца средней юры до начала верхнего мела. Эти данные заставляют пересмотреть многие вопросы структуры и истории центральной зоны Малого Кавказа.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные отложения силура (готландия) выступают на поверхность лишь на северном склоне Центрального Кавказа, в восточной части Лабино-Малкинской зоны, в долине р. Малки, где они были впервые обнаружены А. П. Герасимовым. Они представлены относительно слабо метаморфизованной толщей, несогласно налегающей на метаморфические сланцы нижнего палеозоя (хасаутскую свиту). В этой толще выделяются две свиты:

1. Свита светлых слоистых кварцитовидных песчаников, которые подстилаются и прослаиваются пластами мелкогалечных конгломератов с галькой кварца и кварцево-слюдяных сланцев, а в верхней части — филлитов. Мощность 1—1,2 *км*.

2. Свита филлитов, известковистых филлитов с прослоями и линзами кремнистых сланцев, известняков и мраморов. Верхняя часть свиты прорывается интрузией серпентинитов. Видимая мощность свиты 0,4 *км*. Известняки содержат остатки более 40 видов ортоцератитов, трилобитов, брахиопод, пелиципод, кораллов, в том числе *Cardiola interrupta* Sow., *Lunulicardium carolinum* Barr., *Dualina inexplicata* Barr., *Silurina distorta* Barr., *Vlasta pulchra* Barr., *Orthoceras annulatum* Sow., *Cheirurus insignis* Beyr. и др. Комплекс фауны, близкий к фауне Баррандова палеозоя Чехии, указывает на принадлежность верхней свиты к верхним горизонтам силура и даже на присутствие слоев, переходных к девону. Возраст нижней свиты по ее стратиграфическому положению определяется как силурийский.

Нигде на Кавказе более достоверно силурийские отложения не установлены, однако не исключен силурийский возраст нижних частей некоторых разрезов метаморфических толщ более западных районов Лабино-Малкинской зоны Большого Кавказа, описываемых ниже в разделе «Девонская система», а также части метаморфических толщ Главного хребта.

На Малом Кавказе достоверные силурийские отложения не известны.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения довольно широко распространены на северном склоне Большого Кавказа и на юге Малого Кавказа; небольшие выходы их имеются на южном склоне Большого Кавказа, в Сванетии.

В изучении девонских отложений Большого Кавказа важнейшую роль сыграли многолетние исследования В. Н. Робинсона; в послевоенные годы существенные новые данные по стратиграфии девона Центрального Кавказа получены Д. С. Кизевальтером, С. М. Кропачевым и др., Северо-Западного Кавказа — В. А. Мельниковым, Ю. Д. Бочко-

вым, Е. А. Снежко[1] и др. Девонские отложения Малого Кавказа, описанные в работах П. Бонне, К. Н. Паффенгольца, М. А. Ржонсницкой были в последнее время детально изучены Р. А. Аракеляном и Ш. А. Азизбековым.

Девонские отложения представлены на Кавказе следующими тремя основными типами, из которых первый обычно лежит в основании разреза: 1) мощные вулканогенные толщи, состоящие из лав основного, среднего и кислого состава и их пирокластолитов; 2) также мощные терригенно-карбонатные толщи (конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и филлиты, пачки известняков), обычно с примесью туфогенного материала; 3) менее мощные известняковые толщи с прослоями и пачками песчано-глинистых пород, с богатой фауной, характерные для юга Малого Кавказа.

В области Предкавказья девонские отложения участвуют в строении складчатого фундамента. Фаунистически доказанный девон пока еще не вскрыт ни в одной из глубоких скважин, но в некоторых из них присутствие девона предполагается (Дубинский, 1960) по литологическому сходству пород со средне- и верхнедевонскими отложениями Донецкого бассейна и Северного Кавказа и отчасти по заключенным в них спорово-пыльцевым остаткам. Так, на побережье Азовского моря Ясенской скважиной (южнее Ейска) вскрыты дислоцированные конгломераты и брекчии с гальками и обломками песчаников, метаморфических сланцев и жильного кварца, с прослоями хлорито-кварцевых сланцев, напоминающие, по мнению А. Я. Дубинского, нижнефаменские отложения южной окраины Донецкого бассейна. Предположительно верхнедевонские конгломераты, близкие к ясенским, отмечаются им в скважине Новощербиновской (северо-восточнее Ясенской), а конгломерато-брекчии с пыльцой *D—C* в Расшеватских скважинах (севернее Армавира). Невинномысская скважина вскрывает глинисто-хлоритовые и алевритовые сланцы с остатками верхнедевонских спор с прослоями метаморфизованных туфогенных пород, напоминающие средне- и верхнедевонские отложения Лабино-Малкинской зоны. Аналогичные, предположительно девонские, породы (филлиты) вскрыты Нагутской, Александровской (юго-восточнее Армавира), а кварцитовые сланцы — Безопасненской скважинами (севернее Ставрополя).

Девонские отложения широко распространены в центральной части северного склона Кавказа, в **Лабино-Малкинской и Тырныаузской зонах,** в междуречье Баксана и Б. Зеленчука. Основание девона здесь, как и везде на Кавказе, не вскрыто, но судя по присутствию на р. Малке слоев, переходных от силура к девону, можно предполагать отсутствие перерыва между этими системами. Разрез девона в этом районе был впервые установлен В. Н. Робинсоном и детализирован и уточнен в последние годы Д. С. Кизевальтером, по данным которого он и излагается ниже. К девону относятся здесь толщи метаморфизованных вулканогенных и терригенно-карбонатных пород типично эвгеосинклинального характера, видимая мощность которых в первой из зон, в бассейнах рек Аксаут и Марух, достигает 4,5 *км;* к югу, в Тырныаузской зоне, мощность и полнота разреза уменьшаются и одновременно возрастает роль вулканических пород, дислоцированность и метаморфизм отложений. В разрезе выделяются три главные свиты:

D_{1-2} 1. Нижняя — вулканогенная свита сложена рассланцованными диабазами, кварцевыми порфиритами и кварцевыми альбито-

[1] Последний исследователь относит метаморфические толщи Северо-Западного Кавказа к нижнему палеозою.

фирами (преобладающими в южных разрезах), с подчиненными им туфами, туфобрекчиями и пачками филлитов. Вскрытая мощность 1,3 *км*.

D_{2-3} 2. Туфогенно-обломочная свита, залегающая на первой свите согласно, в нижней части представлена туфами кварцевых порфиритов с прослоями туфопесчаников, конгломератов, туффитовых сланцев, яшм и филлитов мощностью до 1 *км*. Они перекрываются грубыми рассланцованными конгломератами (0,2—0,5 *км*) с галькой эффузивов нижней свиты, а также плагиогранитов, принадлежащих доуруштенскому (?) интрузивному комплексу. Конгломераты переслаиваются и перекрываются туфогенными песчаниками, туфами и кремнистыми породами. Мощность верхней части свиты 0,5—1 *км*. К югу, в Тырныаузской зоне, нижняя подсвита замещается кварцевыми плагиопорфирами и их туфами с прослоями диабазов, а верхняя постепенно выклинивается.

Органических остатков в этих свитах не найдено, и возраст их определяется условно, исходя из их стратиграфического положения под фаунистически охарактеризованными отложениями фаменского яруса.

D_3fm 3. Терригенно-карбонатная свита, согласно лежащая на туфогенно-обломочной, слагается несколькими (обычно тремя) мощными пачками (до 50—300 *м*) белых и серых массивных и слоистых известняков, разделенных пачками песчаников и туфопесчаников, глинистых сланцев, реже гравелитов и мергелей. Мощность свиты 600—900 *м*.

В средней пачке известняков на р. Аксаут найдены фаменские брахиоподы *Cyrtospirifer subarchiaci* Mar, а также строматопоры и мшанки верхнего девона, в верхней — брахиоподы, определенные Д. В. Наливкиным еще в 30-х годах как *Spirifer verneulli* Murch., *Camarophoria brachyptycta* Schnur, *Camarotoechia* ex gr. *livonica* Buch, *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., указывающие на верхнедевонский возраст[1]. Из 2-й и 3-й пачек по р. Агур (левый приток Теберды) определены по сборам Д. С. Кизевальтера фораминиферы *Septatourniella rauserae* Lip., *Endothyra communis* Raus., *E. bella* N. Tchern., *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.), *Bisphaera* sp., *Paracaligella antropovi* Lip., свидетельствующие о верхнефаменском и этренском возрасте этих отложений. К верхам той же свиты принадлежат так называемые «гидамские известняки» бассейна Теберды с фауной фораминифер *Endothyra communis* Raus., *E. robinsoni* N. Tehern., *Nodosinella* sp. и кораллов *Amplexus* sp. и *Syringopora* sp., указывающей на верхнефаменский или этренский возраст.

Эти палеонтологические данные позволяют относить описываемую свиту в основном к фаменскому ярусу, а верхи ее к этренским слоям карбона. По-видимому, стратиграфическими аналогами этой свиты в восточной части Тырныаузской зоны, в бассейнах рек Малки и Баксана, служат: а) толща филлитизированных глинистых сланцев с прослоями туфопесчаников, кремнистых пород и туфов (200—400 *м*), б) толща туфов, туфобрекчий и порфиритов (300 *м*) и в) толща массивных и слоистых перекристаллизованных известняков с прослоями сланцев и песчаников (200—350 *м*) (рис. 14). В этих известняках найдены кораллы *Caninia* cf. *cornucopia* Michelin и *Caninia cylindrica* Scouler, которые на Малом Кавказе присутствуют в этренских слоях и низах турне.

---

[1] Исходя из находок этой фауны, В. Н. Робинсон (1946) отнес описываемую свиту в разрезах по рекам Агур и Аксаут к франскому ярусу; однако эти формы не противоречат фаменскому возрасту отложений.

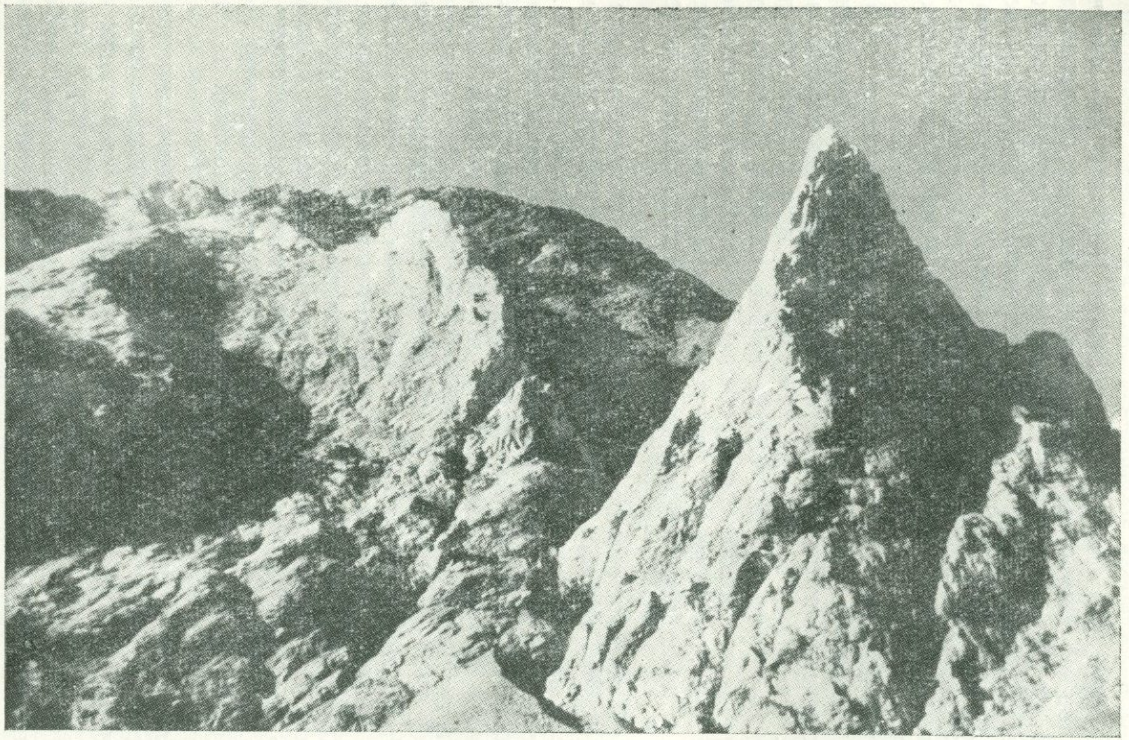


Рис. 14. Известняки верхов девона — низов карбона в районе рудника Тырныауз.
Фото В. П. Белова

Одной из наиболее спорных проблем стратиграфии палеозоя Кавказа является вопрос о возрасте древних метаморфических толщ, развитых в западной части Лабино-Малкинской и Тырныауз-Пшекишской зон в **бассейнах рек Уруп, Б. и М. Лаба и Белая;** одни исследователи относят их к нижнему палеозою, другие — к среднему палеозою, главным образом к девону.

В основании их в бассейнах Б. и М. Лабы залегает толща глубоко метаморфизованных пород — кристаллических сланцев и гнейсов. А. А. Самохин разделяет ее на четыре свиты, связанные постепенными переходами. Петрографический состав свит, по А. А. Самохину, отражает как различия в первичном литологическом составе разных горизонтов, так и характер и интенсивность наложенных метаморфических процессов. Общая вскрытая мощность свит около 3 *км*.

1. Нижняя сланцево-гнейсовая свита сложена чередованием плагиогнейсов и кварц-слюдяных сланцев. В породах широко распространены биотит и альмандин. Видимая мощность свыше 0,6 *км*.

2. Амфиболо-гнейсовая свита представлена в нижней части амфиболовыми гнейсами и амфиболитами с прослоями плагиогнейсов и пластовыми телами гранодиоритов. Выше в разрезе преобладают плагиогнейсы. Мощность 1,2—2 *км*.

3. Верхняя сланцево-гнейсовая свита начинается с выдержанного пласта кварц-гранат-мусковитовых сланцев с порфиробластами альмандина и слагается чередованием пачек кварц-мусковитовых, кварц-мусковит-амфиболовых сланцев и плагиогнейсов. Мощность 1,5—3 *км*.

Причиной глубокого изменения толщи кристаллических сланцев является региональный и наложенный на него контактово-инъекционный метаморфизм, в основном связанный с магматическими процессами среднепалеозойского времени (формированием уруштенского интрузивного комплекса).

Выше с постепенным переходом, происходящим на несколько различных стратиграфических уровнях, кристаллические сланцы и плагиогнейсы сменяются серией менее метаморфизованных пород, слагаемых низкотемпературными минералами — в основном хлоритом и серицитом,— зелеными сланцами, а также мраморизованными известняками. В. Н. Робинсоном эта серия разделена на 3 свиты.

1. Нижняя свита метаморфизованных сланцев начинается с толщи филлитов и темно-серых хлорито-эпидото-кварцитовых и пестрых кварцево-цоизито-хлоритовых сланцев (почти до 1 *км*); выше согласно залегает толща рассланцованных эффузивов, превращенных в порфироиды и порфиритоиды, их туфов с подчиненными прослоями и пачками филлитов, кремнистых сланцев и яшм. Несмотря на невыдержанность отдельных горизонтов, в восходящем разрезе толщи в целом намечается смена основных пород типа диабазовых порфиритов через порфириты и кварцевые порфириты кислыми породами типа альбитофиров и кварцевых альбитофиров и их туфов и туфолав. Мощность свиты варьирует от 0 до 1—2 *км* вследствие перехода зеленых сланцев вниз по разрезу на разных уровнях в кристаллические сланцы и гнейсы.

В верхней части свиты в некоторых разрезах имеются прослои рассланцованных туфоконгломератов с галькой кварцитов, альбитофиров, эпидозитов, плагиоклазитов, гранофиров и плагиогранитов, мощность которых резко возрастает к северу, а также к востоку, в истоках р. Кяфар.

2. Средняя свита представлена тонко- и грубослоистыми серыми мраморизованными известняками (до 300—350 *м*), которые в нижней части переслаиваются, а на востоке, в верховьях Кяфара, замещаются филлитами.

3. Верхняя свита метаморфических сланцев залегает на средней со следами несогласия (?). В некоторых разрезах она начинается с горизонта серых и серо-зеленых массивных кварцитов с прослоями конгломератов и кварцево-хлорито-серицитовых сланцев и пластовыми телами метаморфизованных кислых и основных интрузивных пород. Выше преобладают кварцево-хлоритовые, хлорито-серицитовые, реже амфибол-хлоритовые сланцы и кварциты. Породы свиты — продукты метаморфизации осадочных (песчаники, алевролиты, аргиллиты) и отчасти вулканогенных пород. Мощность свиты до 1,8—2 *км*.

Общая мощность серии метаморфических сланцев свыше 4 *км*.

В известняках средней свиты на хр. Дженту В. Н. Робинсоном были найдены органические остатки очень плохой сохранности, определенные в 1931 г. А. Г. Вологдиным как *Archaeocyathus* sp. и *Coelocyathus*, что позволило отнести эти породы к кембрию и дало В. Н. Робинсону основание установить нижнепалеозойский возраст всей метаморфической серии. При переопределении этих окаменелостей в 1957 г. А. Г. Вологдин предположительно отнес их к роду *Archaeolynthis*, допускающему, по его мнению, возможность как кембрийского, так и ордовикского возраста вмещающих отложений [1].

Позднее в той же свите мраморизованных известняков в смежных районах разными исследователями были обнаружены также весьма плохой сохранности кораллы *Syringopora* sp. (определение В. Д. Фомичева), строматопоры *Clathrodiction* sp. и проблематичные остатки остракод из семейств Cypridinidae и Leperditiidae (*Leperditia* sp., *Cypridina* sp., *Bairdia* sp.— определение С. В. Горака), не позволяющие считать возраст вмещающих пород древнее силурийского.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время скудные палеонтологические данные противоречивы и не дают возможности точно определить возраст известняковой свиты, но не исключают ее отнесение к среднему палеозою. В пользу кембрийского возраста достоверных фактических данных не имеется [2]. Сопоставление разрезов девона бассейна р. Маруха и метаморфических свит более западных районов и их прослеживание на большое расстояние при детальном картировании позволяет установить сходство нижней метаморфической свиты в разрезах хр. Дженту с двумя нижними свитами девона, а средней — известняковой свиты — с верхней свитой девона (фаменского возраста); это сходство столь велико, что среди исследователей, допускающих нижнепалеозойский возраст метаморфических толщ бассейнов рек Лабы и Белой, существуют большие сомнения и разногласия в отношении отнесения ряда конкретных разрезов к нижнему палеозою или к девону. Эти затруднения отпадают, если параллелизовать описанные метаморфические свиты со среднепалеозойскими, в основном девонскими, и, частично может быть, нижнекаменноугольными и силурийскими отложениями более восточных районов, как это предлагается некоторыми исследователями (В. А. Мельниковым, Ю. Д. Бочковым, Д. С. Кизеваль-

---

[1] Согласно представлениям большинства исследователей граница вертикального распространения археоциат не поднимается выше нижнего кембрия.

[2] Некоторые палеонтологи (А. Ю. Розанов) высказывают сомнение в обоснованности отнесения окаменелостей хр. Дженту к археоциатам.

тером, С. М. Кропачевым). Подобная точка зрения представляется наиболее правдоподобной, хотя еще окончательно не доказанной [1]. Между ее сторонниками существуют разногласия в отношении возраста толщи кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов, подстилающих серию «зеленых сланцев». На карте Кавказа под ред. К. Н. Паффенгольца им придан нижнепалеозойский возраст (в отличие от девонского возраста серии зеленых сланцев). Однако установленный А. А. Самохиным факт постепенного перехода между ними, который наблюдается на разных стратиграфических уровнях, очевидно, указывает на накопление этих толщ в течение единого этапа развития и позволяет скорее относить по крайней мере верхнюю часть толщи «кристаллических сланцев» также к среднему, а не к нижнему палеозою.

Допущению среднепалеозойского возраста метаморфической серии бассейнов рек Урупа, Лабы и Белой не противоречат данные об абсолютном возрасте уруштенского интрузивного комплекса, различные породы которого прорывают и метаморфизуют эту серию. Согласно новой шкале абсолютного возраста, этот возраст (310—380 млн. лет) соответствует среднему девону — нижнему карбону.

В зоне **антиклинория Главного хребта** Центрального Кавказа девонские отложения отсутствуют. Однако судя по заключенным в отложениях нижнего карбона Тырныаузской зоны галькам и глыбам средне- и верхнедевонских зоогенных известняков с остатками кораллов (*Alveolites maillieuxi* Lec., *Trematophyllum* sp.), строматопор (*Actinostroma dobrolubovi* Riab.), брахиопод (*Atrypa* sp.), которые приносились из прилегающей части зоны Главного хребта, там отлагались мелководные известняки, что может указывать на относительную приподнятость этой зоны в среднем и верхнем девоне.

Вдоль **южного крыла антиклинория Главного хребта,** между истоками Б. и М. Лабы и в Сванетии прослеживается прерывистая полоса выходов среднепалеозойских, в том числе девонских отложений, по-видимому, накапливавшихся в самостоятельном геосинклинальном прогибе. В первом из этих районов, в приводораздельной части Кавказского хребта, В. А. Мельниковым к девону условно отнесены две немые свиты:

D_{2-3} (?) — вулканогенная свита, представленная зелеными кварцево-хлоритовыми сланцами и туфобрекчиями (свыше 300—350 *м*) и выше — туфоконгломератами с галькой гранитов и кристаллических сланцев (200 *м*);

D_3^2 (?) — карбонатная, сложенная мраморами с пропластками терригенного материала, мощностью 50—300 *м*. В основании ее отмечается несогласие.

В Сванетии в хр. Лайла в основании разреза палеозойских и триасовых отложений, ранее объединявшихся в так называемую десскую свиту, В. И. Славин выделяет толщу, условно относимую им к девону, по ее стратиграфическому положению ниже каменноугольных отложений. Она слагается переслаиванием тонкослоистых полосчатых мелкосгофрированных кварц-амфиболовых и биотит-кварцевых сланцев и кварцитов различных цветов. В разных частях толщи присутствуют прослои туфов и лав плагиоклазовых порфиритов и миндалекаменных

---

[1] Полевые исследования Д. С. Кизевальтера и С. М. Кропачева в 1960 г. подтвердили тождество разреза хр. Дженту с разрезами заведомого девона более восточных районов.

фельзитовых порфиров, а также тонкие прослои и линзы мраморов. Видимая мощность свыше 500 *м*[1].

В пределах большей части Закавказья девонские отложения не обнажаются и на значительных площадях вовсе отсутствуют. Вновь появляются они на **юге Малого Кавказа** — в Аргичинском (Южно-Агманганском), Даралагезском и Зангезурском поднятиях. Девонские отложения этих районов накапливались в едином обширном бассейне — Приараксинском прогибе, существовавшем в южном Закавказье и при-

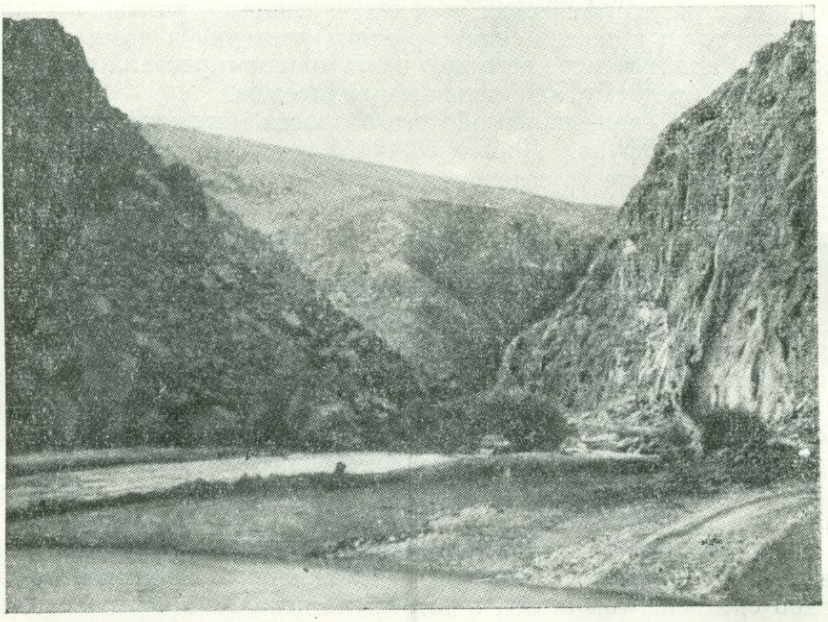


Рис. 15. Среднепалеозойские отложения в ущелье р. Арпа (Даралагез). Фото З. В. Тимофеевой

легающей области Анатолии и Ирана со среднего палеозоя до конца триаса.

Наиболее полный и мощный, даралагезский разрез девона, отвечающий центральной части этого прогиба, был детально изучен в последние годы Р. А. Аракеляном (рис. 15). Самыми древними породами, вскрытыми бурением в районе Волчьих ворот на Араксе, являются черные известняки и аргиллиты (до 700—800 *м*), относящиеся, видимо, к низам среднего — нижнему девону и силуру (?). На поверхности разрез девона, выраженный довольно мощной терригенно-карбонатной толщей с фауной брахиопод и кораллов, начинается с отложений эйфельского яруса среднего девона — серых слоистых битуминозных коралловых известняков с *Calceola sandalina* L. и пр., с подчиненными прослоями и пачками песчано-мергелистых пород, содержащих фауну брахиопод (*Acrospirifer speciosus* Bron., *Atrypa aspera* Schloth., *Siebirella calceola* Frech. и др.). Вскрытая мощность до 350—400 *м*.

[1] Следует отметить, что при просмотре старой коллекции, собранной в Абхазии В. П. Петровым в 30-х годах, С. С. Кузнецов и А. Д. Миклухо-Маклай в образце известняка, взятом у кочевки Ахей (точное место взятия образца вызывает сомнение), обнаружили остатки амфипор (*Amphipora ramosa* Phill. и др.), остракод и фораминифер (архисферы, иррегулярины, вицинесферы и др.), свидетельствующих о верхнедевонском возрасте вмещающей породы.

Живетский ярус представлен более песчанистыми, битуминозными известняками с редкими песчано-мергелистыми прослоями, с фауной брахиопод (*Stringocephalus burtini* Defr., *Indospirifer* ex gr. *pseudowilliamsi* Rzon., *Atrypa desquamata* Mans. и др.) и кораллов (*Tabulophyllum conicum* Wang., *Tortophyllum cysticum* Winch., *Schizophyllum buchelense* Schlüt.). Мощности уменьшаются к северо-востоку от 470 до 290 *м*.

В основании согласно залегающих отложений верхнего девона выделяются так называемые данзикские слои — мергелистые известняки и песчаники мощностью 35—75 *м* со смешанной средне- и верхнедевонской фауной.

В вышележащих слоях франского яруса наблюдается некоторое повышение роли терригенного материала, особенно на северо-востоке. Они выражены чередованием черных глинистых сланцев и известняков, которым подчинены прослои песчаников и кварцитов, с богатой, особенно в верхнефранских слоях, фауной брахиопод *Atrypa tubaecostata* Paeck., *A.* ex gr. *reticularis* L., *Camarotoechia* ex gr. livonica Buch., *Cyrtospirifer lonsdalii* Murch., *Lamellispirifer bouchardi* Murch., *Productus ferojulensis* Frech. и пр.; кораллов *Megaphyllum paschiense* Soschk., *H. cylindricum* Soschk., *Peneckiella darvini* и др. Мощности, несколько возрастающие к юго-западу, измеряются 350—400 *м* (без данзикских слоев).

Фаменский ярус характеризуется еще большей ролью обломочных пород и представлен переслаиванием пачек кварцитов, песчаников, черных глинистых сланцев и известняков; в верхнефаменских слоях присутствуют желваки и маломощные прослои фосфоритов. Мощность от 230 до 350 *м*. Среди терригенных компонентов возрастает значение слюды и акцессорных минералов, указывающих на размыв метаморфических и кислых интрузивных пород. Особенно ясно чувствуется близость источника сноса на северо-восточном краю бассейна, в разрезе р. Аргичи (Южно-Агманганское поднятие), где к фаменскому ярусу относится мощная толща кварцитов, нередко косослоистых, с прослоями известняково-мергелистых пород. Кораллы и атрипиды в фаменском ярусе исчезают, но широко представлены брахиоподы из групп продуктид (*Plicatifera meisteri* Peetz.), спириферид (*Cyrtospirifer* aff. *archiaci* Vern., *Spirifer seminoi* Vig.), ринхонеллид (*Pygnoides triaequalis* Goss., *Camarotoechia boloniensis* Orb., *C. omaliusi* Gok., *C. nalivkini* Abr. и др.), атирид (*Athyris sulcifera* Nal., *A. angelica* Hall.).

Фаменские отложения согласно покрываются нижним горизонтом карбона (слоями этрень). Общая мощность выходящих на поверхность отложений среднего и верхнего девона достигает в Даралагезе 1300—1600 *м* (D_2 — 700—850 *м*, D_3 — 600—800 *м*), а с учетом слоев, вскрытых бурением, мощность девона превышает 2 *км*. Мощности, в общем, возрастают от краевой северо-восточной части бассейна к юго-западу, а начиная с фаменского века в средней части прогиба северо-западного—юго-восточного простирания намечается поперечный перегиб, выраженный в некотором уменьшении мощностей и погрубении фаций осадков.

В юго-восточной Армении, **в Зангезуре**, девонские отложения представлены несколько иным, еще недостаточно изученным разрезом. По данным С. С. Мкртчяна (1958), на метаморфическую толщу нижнего палеозоя (?) трансгрессивно налегает базальная толща конгломератов из хорошо окатанных галек известняков, порфиритов, роговиков и кристаллических сланцев нижнего палеозоя (?), сцементированных туфогенным материалом (до 200 *м*); она перекрывается мощной толщей

(до 800 *м*) темно-серых перекристаллизованных известняков с пластами и пачками филлитовидных глинистых сланцев, реже кварцитов и единичными прослоями туффитов. В нижней части известняков обнаружены брахиоподы *Spirifer* ex gr. *verneuilli* Murch., *Rhynchonella* sp. и др., указывающие на верхнедевонский возраст толщи. Аналогичные по составу трансгрессивно залегающие верхнедевонские отложения распространены и на правобережье р. Аракс, в Иранском Карадаге.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения известны во многих структурных зонах Кавказа. В ряде зон они подразделяются на два резко различных комплекса, разделенные несогласием, из которых первый, отвечающий нижнему карбону, завершает единую серию среднепалеозойских образований, а второй, охватывающий средний и верхний карбон, по составу, происхождению и структуре тесно связан с отложениями пермской системы. Отложения карбона представлены на Кавказе следующими основными типами:

1) относительно мощными толщами кварцитовидных песчаников, филлитизированных глинистых сланцев с прослоями и линзами мраморизованных известняков (карбон Предкавказского миогеосинклинального прогиба и прогиба южного склона);

2) весьма мощными толщами вулканогенно-осадочных пород (нижний карбон Тырныаузской зоны, т. е. Северо-Кавказской эвгеосинклинали);

3) относительно маломощными толщами зоогенных известняков с подчиненными сланцами и песчаниками (нижний карбон Даралагеза, т. е. Приараксинского миогеосинклинального прогиба);

4) мощными угленосными молассовыми толщами межгорных впадин (средний и верхний карбон Лабино-Малкинской и Тырныаузской зон);

5) осадочно-вулканогенными толщами порфирового типа (средний и верхний карбон Грузинской глыбы).

Основы стратиграфии карбона Большого Кавказа заложены В. Н. Робинсоном и Г. П. Агалиным. Новые данные по нижнему карбону северного склона Кавказа были получены в послевоенные годы Д. С. Кизельватером, по среднему и верхнему карбону — А. П. Резниковым, Н. И. Погребновым, А. А. Беловым и др., по каменноугольным отложениям южного склона Кавказа — В. И. Славиным. Совсем недавно исследованиями грузинских геологов (Н. И. Схиртладзе и др.) установлено присутствие среднего-верхнего карбона в разрезе Храмского массива. Нижний карбон Даралагеза детально описан Р. А. Аракеляном. Каменноугольные отложения, вскрытые скважинами в Предкавказье, изучались А. Я. Дубинским и А. И. Летавиным.

Нижний отдел

В Центральном и Западном Предкавказье под мезо-кайнозойским покровом залегают сильно дислоцированные породы нижнего карбона, представленные переслаиванием серых глинистых сланцев или филлитов, алевролитов, кварцитовидных песчаников с редкими прослоями углистых сланцев и известняков. Возраст их фаунистически установлен по находке в скв. Песчанокопской (юго-западнее г. Сальск) в прослое известняка фораминифер верхней части турнейского — нижней ча-

сти визейского яруса; в ряде других скважин (Новоминская, Тихорецкая, Выселковская, Ипатовская, Ставропольские и др.) нижнекаменноугольный возраст пород устанавливается предположительно. От отложений, относимых к среднему и верхнему карбону, которые распространены преимущественно в Восточном Предкавказье, описываемые породы, по данным А. И. Летавина (1961), отличаются несколько большей метаморфизацией и дислоцированностью, что позволяет ему предполагать наличие перерыва и даже углового несогласия между этими комплексами; однако это предположение нуждается в проверке.

На северном склоне Центрального Кавказа, в **Тырныаузской** и прилегающей южной части **Лабино-Малкинской зоны** нижний карбон представлен очень мощным (до 5—6 *км*) комплексом осадочных и вулканогенных пород, большая часть которых была выделена В. И. Робинсоном под названием «Карачаевская серия». В последние годы разрез нижнего карбона в бассейнах рек Баксана, Малки, Кубани и Теберды был детально изучен Д. С. Кизевальтером.

Как уже говорилось при описании девонских отложений, переходное положение между девоном и карбоном (верхи фаменского яруса или слои этрень низов турне) занимают так называемые «гидамские известняки» в бассейне р. Теберды и соответствующая им по возрасту свита известняков бассейнов рек Малки и Кубани.

1. На этих известняках согласно или с размывом залегает свита терригенных пород мощностью от нескольких сотен метров до 1—2 *км*, наиболее полно развитая в левобережье р. Малки, а также в бассейне р. Марухи (где она относилась В. И. Робинсоном к фаменскому ярусу). Эта свита сложена чередованием глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, известняков. К востоку от р. Малки в свите присутствуют пачки конгломератов и брекчий с обломками девонских известняков.

2. К востоку от р. Кубани выше залегает вулканогенная свита мощностью до 2—2,5 *км*, состоящая из двух толщ. Нижняя из них представлена лавами различного состава, меняющегося по разрезу и простиранию толщи (диабазы, спилиты, авгитовые и плагиоклазовые порфириты, альбитофиры и кварцевые альбитофиры), а также чередующимися и замещающими их туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами с прослоями яшм и линзами известняков. Мощность до 1,5 *км*.

Выше этой толщи и частично замещая ее верхние горизонты, располагается толща слоистых пестроокрашенных и серых туффитовых сланцев, заключающих карбонатные конкреции с текстурой cone in cone, туфопесчаников, туфоалевролитов и яшм, содержащих радиолярии каменноугольного облика (*Staurostylus caucasicus* Chab., *Lithapium* sp., *Cenosphaera* sp.). Мощность до 1 *км*.

3. Разрез нижнего карбона венчает песчано-конгломератовая свита (до 2,5 *км*), которая сложена в основном чередованием пластов песчаников, алевролитов, реже туфопесчаников, а также конгломератов. В верхней части свиты, присутствующей только в бассейне р. Кубани, грубость материала возрастает и появляются пачки глыбовых конгломератов с обломками верхнедевонских известняков, а также эффузивных пород.

Таким образом, на протяжении нижнего карбона фиксируется размыв близко расположенной суши (зона Главного хребта), сложенной средне- и верхнедевонскими, преимущественно карбонатными отложениями.

К западу, начиная от р. Теберды, до бассейна Б. Зеленчука роль вулканогенных пород в разрезе нижнего карбона несколько снижается; здесь, по данным С. М. Кропачева, преобладают филлиты, заключающие прослои и пачки известняков (содержащих, по В. В. Пермякову, кораллы *Syringopora ramulosa* Goldf., обломки раковин продуктид, нижнекаменноугольных фораминифер), пачки конгломератов, тонкоплойчатых хлоритсерицитовых сланцев (до 300—500 *м*), а также несколько потоков спилитов и мандельштейновых порфиритов. Мощность до 1,5 *км*.

Возраст органических остатков в известняках, по В. В. Пермякову, турнейский и визейский [1].

Нижнекаменноугольные отложения в Тырныаузской зоне прорваны пластовыми и секущими телами габбро-диорит-порфиритов.

В западной части Лабино-Малкинской зоны заведомо нижнекаменноугольные отложения неизвестны. Однако возможно, что нижнему карбону здесь отвечает верхняя свита зеленых метаморфических сланцев и кварцитов мощностью до 1,8—2 *км*, описанная в разделе «девонская система».

В осевой части антиклинория Главного хребта нижнекаменноугольные отложения, очевидно, отсутствуют; здесь, как уже говорилось, происходил размыв более древних, преимущественно девонских отложений. Но **на южном крыле антиклинория,** в пределах **геосинклинального прогиба южного склона,** каменноугольные отложения в ряде мест выступают на поверхность и, по-видимому, широко распространены под покровом пермских, триасовых (?) и юрских отложений.

На северном борту этого прогиба, в зоне Главного водораздела между истоками рек М. и Б. Лабы, по В. А. Мельникову, выше карбонатной толщи, условно относимой к верхнему девону, трансгрессивно залегает терригенная свита предположительно нижнекаменноугольного возраста. Ее разрез начинается с кварцитов и кварцитовых сланцев (500—600 *м*), выше следуют кварцево-биотитовые и кварцево-хлоритовые сланцы с пластовыми и секущими телами порфиритов, диабазов и плагиогранитов (600—700 *м*), перекрываемые плойчатыми филлитами с пропластками известняков (500—600 *м*). Общая мощность около 1,8 *км*. Вся свита испытала контактовое воздействие гранитов Главного хребта.

Юго-восточнее, уже на южном склоне Большого Кавказа, **в Сванетии** еще около 30 лет назад в так называемой десской свите, или, вернее, серии, Г. П. Агалиным были обнаружены остатки кораллов каменноугольного возраста. Детальные работы В. И. Славина (1960) позволили в последнее время дать дробное стратиграфическое расчленение десской серии, обнажающейся в хр. Лайла и в ущелье р. Ингури. Выше кварцито-вулканогенной толщи, условно отнесенной к девону, здесь выделяются:

1. Мощная толща однородных и слоистых розоватых и серых кварцитов и хлорито-серицито-кварцевых сланцев с прослоями филлитизированных сланцев, гравелитов с линзами и пачками мраморов мощностью до 150 *м*. В верхах толщи — прослои туфогенных пород. Мощность 600—700 *м*.

2. Толща переслаивания кварцитовидных песчаников и черных

[1] Следует указать, что в трактовке разрезов нижнего карбона бассейнов Теберды и Зеленчуков имеются большие разногласия. По Д. С. Кизевальтеру, плойчатые хлорито-серицитовые сланцы в бассейне Теберды имеют докаменноугольный возраст и выдвинуты в виде горста.

филлитизированных сланцев с единичными прослоями конгломератов и гравелитов и линзами мраморов, в одной из которых обнаружены кораллы *Chaetetes* sp., верхнепалеозойские (С—Р) криноидеи *Poteriocrinus* sp. и фораминиферы среднего карбона (*Profusulinella* sp.). По-видимому, в этой же толще Г. П. Агалиным ранее были найдены кораллы *Chaetetes radians* Fisch., *Lithostrotion* aff. *baschkiricum* Perna и *Diphyphyllum* sp., свидетельствующие о визейском или средне (?) каменноугольном возрасте вмещающих известняков. Мощность толщи 2 около 500 *м*, а обеих толщ, относимых к карбону (пока без расчленения на отделы), — около 1,2 *км*. Характерно, что в разрезе геосинклинали южного склона, в Сванетии, не установлено перерыва и несогласия между нижним и средним карбоном, отмеченного в других зонах Кавказа.

Предположительно к карбону можно отнести литологически близкие к описанным отложениям метаморфизованные породы, выступающие в виде тектонических клиньев между породами лейаса в той же зоне на южном склоне восточного Кавказа, в Северной Кахетии, в верховьях р. Алазани и ее левых притоков (хр. Сперoза). По данным В. Н. Крестникова и В. Н. Робинсона, эти отложения залегают в следующей наиболее вероятной последовательности: 1) аркозы с прослоями глинистых сланцев; 2) серицитовые сланцы; 3) мраморы, переслаивающиеся с филлитизированными сланцами; к последним приурочены тела катаклазированных гранитов. Не исключен, однако, и более молодой (пермский) возраст этих отложений.

В пределах Закавказской межгорной зоны (Грузинской глыбы) и северо-восточной половины Малого Кавказа нижнекаменноугольные отложения неизвестны и, по-видимому, первично отсутствуют. Вновь появляются они лишь в самой **южной части Малого Кавказа,** в Прираксинском прогибе. Здесь отложения нижнего карбона распространены в тех же районах, что и девон (за исключением Зангезура). **В. Даралагезе,** по данным Р. А. Аракеляна, на отложениях фаменского яруса согласно залегают перемежающиеся песчанистые сланцы, известняки, песчаники и кварциты (60—250 *м*), содержащие богатую смешанную девонско-каменноугольную фауну брахиопод (*Productus niger* Goss., *Plicatifera praelonga* Sow., *Cyrtospirifer julii* Dehée, *Lamellispirifer posterus* H. et C., *Athyris angelica* Hall. *Rhipidomella interlineata* Sow., *Orthotetes crenistria* Phill.) и кораллов (*Caninia cornucopia* Michelin, *Syringopora reticulata* Goldf., *Michelina tanuisepta* Phill. и др.), позволяющую сопоставлять эти переходные слои с горизонтом этрень Северной Франции и Бельгии.

Нижнетурнейские отложения (50—125 *м*) представлены буроватыми слюдистыми песчаниками (на северо-востоке — кварцитами), глинисто-углистыми сланцами и песчанистыми известняками с богатой фауной брахиопод (*Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. platinatus* Weller, *Productus* ex gr. *niger* Goss., *Rhipidomella michelini* L. Ev.) и кораллов (*Caninia* ex gr. *cylindrica* Scouler, *Cyatoxonia kornu* Macchense и др.). Они перекрываются преимущественно коралловыми известняками верхнего турне (60—150 *м*), содержащими остатки кораллов (*Caninia* cf. *jacovlevi* Gorsky, *Syringopora* cf. ramulosa Goldf., *S. conferta* Kays. и др.) и реже брахиопод (*Productus burlingtonensis* Hall., *P. deruptus* Row., *Spirifer tornacensis* Kon.). Выше залегают мергелистые известняки визейского яруса (50—80 *м*) с кораллами (*Syringopora conferta* Kays., *S. paralella* Fisch.) и фораминиферами (*Eostafella* ex gr. *prisca* Kays., *E. aff. mosquensis* Wiss.), а в нижней части также брахиоподами (*Linoproductus ovatus* Hall. и др.). Намюр-

ский ярус, так же как и средний и верхний карбон, отсутствует [1]. Общая мощность отложений нижнего карбона 250—500 *м*. Они непосредственно перекрываются породами нижней перми.

Средний и верхний отделы

Отложения, относимые на основании данных спорово-пыльцевых анализов и единичных находок макро- и микрофауны к среднему и верхнему карбону, в основном распространены в **Восточном Предкавказье** и на восточном продолжении Донецкого бассейна. Они вскрыты, в частности, под среднеюрскими отложениями в зоне Прикумских поднятий (в районе Озек-суата и др.). Значительно меньше, по-видимому, развиты эти отложения в Центральном и Западном Предкавказье, хотя и здесь в некоторых скважинах (Челбасская, Березанская площади, Сальская скважина), по данным А. Я. Дубинского, обнаружены отложения, содержащие спорово-пыльцевые остатки намюрского или среднекаменноугольного возраста. Отложения среднего — верхнего карбона представлены преимущественно глинисто-серицитовыми сланцами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями известняков. По степени метаморфизации они уступают нижнекаменноугольным отложениям и, по предположению А. И. Летавина, могут отделяться от них перерывом и даже угловым несогласием. В пользу последнего свидетельствует приводимый А. Я. Дубинским (1956) факт налегания в скв. Выселковской (западное Предкавказье) на сильно дислоцированные аргиллиты и алевролиты, предположительно относимые к нижнему карбону, очень полого наклоненных (5—7°) слоистых песчаников, содержащих пыльцу рода *Rhytisaccus* Naum, характерного для верхнего карбона — перми.

В северо-восточной части Предкавказья несколько скважин также вскрыли отложения верхов карбона — низов перми. Так, на северо-западном побережье Каспия, в скважине Джанай, вскрыта сильно дислоцированная толща чередующихся темно-серых и красновато-бурых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углисто-кремнистых и серицито-кремнистых сланцев с прослоями известняков и мергелей. В ней содержатся споры верхнепалеозойского облика, а также остатки перекристаллизованных криноидей, гастропод, остракод и фораминифер, весьма сходных с комплексом фораминифер из свиты медистых песчаников Донецкого бассейна, что позволяет отнести эту толщу к самым верхам верхнего карбона (псевдофузулиновый горизонт) или низам сакмарского яруса нижней перми (швагериновый горизонт). Аналогичные отложения вскрыты, по данным А. Я. Дубинского, на Прикаспийской площади к юго-востоку от Джанайской скважины. К северу от Джаная (Олейниковская, Промысловская и другие скважины) обнаружены дислоцированные песчаники, алевролиты, аргиллиты с растительными остатками карбона.

В Тырныаузской зоне от р. Белой до р. Чегема и в **Лабино-Малкинской зоне,** преимущественно на среднем ее участке, отложения среднего и верхнего карбона залегают резко несогласно на разных горизонтах от нижнего карбона до нижнего палеозоя и образуют единый комплекс сероцветных континентальных отложений типа моласс, в той или иной степени угленосных, что позволяет называть его продуктивной толщей. В ней выделяются 2 свиты, из которых нижняя по остаткам флоры отвечает среднему карбону (вестфальский ярус),

[1] В Нахичеванской АССР, по данным Ш. А. Азизбекова (1961), имеются маломощные карбонатные отложения верхнего карбона.

а верхняя — большей части верхнего карбона (стефанский ярус). Низы среднего карбона на Северном Кавказе неизвестны.

Нижняя свита отличается от верхней относительно более тонким литологическим составом, повышенной угленосностью и присутствием вулканических пород. Она слагается темными аргиллитами, алевролитами, серыми песчаниками с подчиненными прослоями гравелитов и конгломератов, а также многочисленными пластами, прослойками и линзами углистых сланцев и каменных углей. Некоторые из них имеют местами рабочую мощность (до 1—4 *м*), но их слабая выдержанность и обилие тектонических нарушений резко снижают промышленную ценность месторождений. В составе свиты присутствуют несколько горизонтов кварцевых порфиров, реже порфиритов и их туфов мощностью 10—50 *м*, чаще всего приуроченных к нижней половине свиты. В средней части полосы развития свиты вулканогенные породы слагают до 40—50% от ее мощности, а к востоку от Кубани, где из разреза выпадает нижняя часть свиты, они полностью исчезают.

В строении свиты местами намечается грубая цикличность, выраженная в неоднократном повторении (до 3—4 раз) однотипной последовательности отложений. В основании цикла залегают глинисто-алевролитовые породы с углями (озерно-болотные фации), выше следуют песчаники и конгломераты (фации подножий), затем появляются лавы и туфы и снова глинисто-алевролитовые породы с углями. Нижние горизонты свиты (с остатками *Lepidophloios laricinus* St., *Neuropteris gigantea* St., *Mixoneura obliqua* Br.) сопоставляются по флоре со свитами $C_2^3 - C_2^4$ Донбасса или вестфалом B, средняя часть ее (с *Calamites undulatus* St., *Lepidodendron adygense* Zal., *Neuropteris robinsoni* Zal.),— со свитами C_2^5—C_2^6 или вестфалом C, а верхняя часть (с *Linopteris obliqua* Bunb., *Pecopteris cyathea* Schl.) — со свитой C_2^7 или вестфалом D.

Угленосность приурочена к северной и средней части зоны выходов свиты; в южной же части угли исчезают и большее значение приобретают конгломераты, что указывает на снос материала в основном с юга, из области Главного хребта.

Верхняя свита, залегающая на нижней со следами перерыва, имеет более грубый состав и в основном слагается полимиктовыми конгломератами (до валунных) и песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов; изредка в ней встречаются (р. М. Лаба) маломощные залежи черных плагиоклазовых порфиритов. Состав обломков указывает на размыв нижней продуктивной свиты и нижележащих пород, в том числе ультраосновных и основных интрузий, галька которых впервые появляется в среднем карбоне. Обломки гранитов в продуктивной толще крайне редки. Угленосность свиты ничтожна. Состав флоры (*Pecopteris feminaeformis* Schl., *P. lepidorachis* Br., *Sphenophyllum oblongifolium* G. et K. и др.) позволяет сопоставлять эту свиту со свитами C_3^1—C_3^2 верхнего карбона Донбасса. Мощность свиты до 600—800 *м*.

Частично к верхам верхнего карбона относится также вышележащая толща серо- и пестроцветных песчаников и конгломератов (см. «Пермская система»).

В зоне Главного хребта отложения среднего и верхнего карбона отсутствуют: она служила в эту эпоху областью размыва.

В зоне геосинклинали южного склона В. И. Славин отмечает присутствие отложений среднего—верхнего карбона в разрезе десской серии

Сванетского поднятия, но они не отделены пока достаточно точно от нижнекаменноугольных образований, вместе с которыми они и были выше описаны.

На Дзирульском массиве и в северной части Малого Кавказа нижнекаменноугольные отложения отсутствуют, но имеются образования среднего — верхнего карбона, представленные так называемой «свитой нижних туффитов», несогласно налегающей на древние (палеозойские) серые и розовые гранитоиды и трансгрессивно перекрытой лейасом. Возраст «нижних туффитов» в Храмском массиве в последние годы установлен по находкам флоры и фауны (П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейн, Н. И. Схиртладзе), в Дзирульском массиве он принимается по аналогии.

Разрез этой свиты в Храмском массиве, по Н. И. Схиртладзе, следующий:

1) горизонт метаморфизованных кварцевых порфиров и альбитофиров с подчиненными им пирокластолитами и жилами диабазов, порфиритов и кварцевых альбитофиров мощностью 250—450 *м*. В верхней части по кварцевым порфирам и их туфам развиваются вторичные кварциты мощностью 25—100 *м*;

2) туфогенно-осадочная толща, сложенная слоистыми туфами и вулканическими брекчиями кварц-порфирового состава, которые чередуются с углистыми сланцами, силицитами, аргиллитами, а также измененными пластовыми жилами диабазов и порфиритов. Мощность 200—700 *м*.

В низах толщи, в слоистых туфах, найдены хорошие отпечатки лепидофитов и папоротников, в том числе *Lepidodendron dichotomum* Stern., *Lepidophloios laricinus* Stern., *L. vsevolodi* Zal., *Asterotheca miltonii* (Artis.) Zeill., характерные для среднего карбона, и *Stigmaria ficoides* Stern., распространенная в карбоне и нижней перми.

В линзах известняков в верхах толщи обнаружены обломки криноидей, остатки брахиопод (*Productus* ex gr. *donezianus* Lich., характерные для C_3 и P), колониальные и одиночные кораллы, свойственные C_2 и C_3 Донбасса (*Donophyllum intermedium* Fom., *Arachnastraea* cf. *molli* (Stuck.), *Clisiophyllum* sp.). Таким образом, низы свиты, несомненно, отвечают среднему карбону.

Следует отметить, что описанная свита сечется в Храмском массиве позднегерцинскими (пермскими или триасовыми) гранитоидами.

В южной части Малого Кавказа — в Приараксинской зоне — отложений среднего и верхнего карбона нет [1].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения распространены под покровом мезо-кайнозойских образований в некоторых районах Предкавказья; они выступают на поверхность или залегают под юрой в пределах Лабино-Малкинской и Тырныауз-Пшекишской зон, на участках поперечного погружения кристаллического фундамента антиклинория Главного хребта, а также в зоне геосинклинали южного склона Большого Кавказа. Кроме того, пермские отложения присутствуют в южной части Малого Кавказа — в Даралагезском и Джульфинском поднятиях.

Пермские отложения представлены на Кавказе следующими главнейшими типами:

[1] Ш. А. Азизбеков (1961) допускает присутствие маломощных карбонатных отложений верхнего карбона.

1) красноцветные толщи конгломератов, песчаников, аргиллитов континентально-лагунного происхождения, иногда с подчиненными горизонтами вулканогенных пород (молассовая формация межгорных впадин Северного Кавказа);

2) маломощные толщи мелководных, фациально изменчивых биогенных известняков и глинистых сланцев (субплатформенная карбонатная формация северо-западного Кавказа);

3) более мощные толщи относительно однообразных известняков и мергелей (миогеосинклинальная карбонатная формация юга Малого Кавказа);

4) мощные песчано-сланцевые и карбонатные толщи с горизонтами конгломератов (геосинклинальные формации южного склона Большого Кавказа и Предкавказья).

Открытие и расчленение пермских отложений Северного Кавказа является заслугой В. Н. Робинсона. В последнее десятилетие изучение красноцветных континентальных толщ было значительно продвинуто также работами С. С. Круглова, М. М. Мстиславского, А. А. Белова, а морских верхнепермских отложений — исследованиями К. В. Миклухо-Маклая. На южном склоне Кавказа пермские отложения обнаружены в ряде пунктов в течение последних лет В. И. Славиным. В южной части Малого Кавказа последние данные по пермским отложениям принадлежат Р. А. Аракеляну и Ш. А. Азизбекову.

В Предкавказье пермские отложения принадлежат к двум резко различным комплексам — складчатому фундаменту и платформенному чехлу. В Восточном Предкавказье, в скважинах района Озек-суата, Зимней ставки, Величаевки, по данным А. Я. Дубинского, встречены известняки и известковистые аргиллиты (свыше 100 *м*) с туфогенными прослоями, с фауной швагеринового горизонта, т. е. нижней части сакмарского яруса. Выше залегает толща известковистых аргиллитов и брекчий с обломками известняков (100 *м*), возможно, относящаяся к артинскому ярусу.

В северо-восточной части Предкавказья, к юго-западу от Астрахани (скв. Джанай, Прикаспийская) (см. раздел «Карбон»), вскрыты сильно дислоцированные и несколько метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы, с прослоями известняков и мергелей, относящиеся к верхам карбона или сакмарскому ярусу нижней перми. Эти отложения, по-видимому, завершают разрез остаточных геосинклинальных прогибов Предкавказья.

Севернее, в районе Астрахани, под юрой круто залегают песчано-глинистые отложения нижней перми — аргиллиты с прослоями алевролитов, полимиктовых песчаников и линзами гравелитов, с зернами кварца, полевых шпатов, обломками эффузивов, туфов, яшм, аргиллитов, метаморфических сланцев и известняков, содержащих фауну намюра и верхнего карбона внизу и сакмарского яруса в верхней части; обломочный материал, очевидно, сносился с юга. Эти отложения, содержащие вверху остатки *Marginifera stuckenbergiana* (Krot.), *Chonetina* ex gr. *verneuilliana* N. et P., относятся к артинскому ярусу; залегающие выше ангидриты и аргиллиты, частично с примесью алевритового материала и прослоями мергелей и песчаников, принадлежат кунгурскому ярусу. Видимая (вскрытая) мощность отложений нижней перми в Астрахани составляет многие сотни метров. По мнению некоторых исследователей, эти образования отвечают погруженному восточному продолжению верхнепалеозойского Донецкого прогиба. Вероятнее всего они накапливались в краевом прогибе, возникшем к северу от восточного

продолжения Донбасса, когда последнее в начале перми стало испытывать поднятие и интенсивный размыв.

С другой стороны, отложениями предположительно пермо-триасового (а в западном Предкавказье, может быть, даже верхнекаменноугольного) возраста в некоторых районах Предкавказья начинается разрез платформенного чехла. Рядом скважин (Промысловская, Озексуат, Нагутская, Александровская, Расшеватская и др.) под почти не дислоцированными отложениями юры или мела вскрыт так называемый «переходный комплекс» (Летавин и Крылов, 1959): пологозалегающие красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты мощностью от 10 *м* в Западном Предкавказье до 80 *м* и более в Восточном. Особенно большой мощности — до 1,5—2(?) *км* — достигает «переходный комплекс» в Манычском прогибе. Красноцветная толща несогласно налегает на герцинский складчатый фундамент, заполняя отдельные эрозионные и тектонические понижения в его поверхности. Возраст этой толщи устанавливается по ее стратиграфическому положению и по аналогии с красноцветными толщами Северного Кавказа ($P — T_1$) и пермо-триасовым комплексом Мангышлака и Туаркыра.

На северном склоне Центрального Кавказа, в **Лабино-Малкинской и Тырныауз-Пшекишской зонах** пермские отложения представлены двумя резко различными в литолого-фациальном отношении комплексами, перекрывающими и частично фациально замещающими друг друга: широко распространенным мощным континентальным красноцветным комплексом ($P_1—T_1$) и маломощным морским карбонатным комплексом (P_2), известным лишь на северо-западных окончаниях обеих зон.

Красноцветный комплекс развит в виде двух полос. Северная полоса представляет систему наложенных впадин, расположенных в южной части Лабино-Малкинской зоны, главным образом на ее среднем поперечном участке. Южная полоса, местами сообщающаяся с северной, выражена узким грабеном, прослеживающимся на всем протяжении Тырныауз-Пшекишской зоны и отвечающим либо всей ее ширине, либо ее южной подзоне (на востоке).

Красноцветный комплекс подразделяется на две мощные свиты обломочных образований молассового характера — нижнюю и верхнюю красноцветные, в свою очередь состоящие из ряда подсвит или толщ.

Нижняя красноцветная свита на западе, в бассейне Лабы и Белой, начинается с выделенной С. С. Кругловым толщи серых песчаников и конгломератов, которая либо без видимого несогласия сменяет заведомый верхний карбон, либо несогласно налегает на более древние отложения. В низах ее лежит горизонт пестрых конгломератов, серых и красно-бурых аркозовых песчаников и, реже, алевролитов (0—40 *м*) с галькой гранитов, кварцевых порфиров, порфиритов, туфов, гнейсов, зеленых сланцев, песчаников, кварца и пр. Их сменяют вверх серые главным образом крупнозернистые песчаники и конгломераты (до 200 *м*). В основании толщи найдены остатки растений верхов верхнего карбона, поэтому только ее верхняя часть может иметь нижнепермский возраст.

Сероцветная толща в бассейне Лабы и Белой согласно перекрывается красноцветной. Она слагается в основном тонко и часто переслаивающимися вишнево- и буро-красными песчаниками, главным образом мелкозернистыми, алевролитами, нередко с волнопробойными знаками, а также аргиллитами. В резко подчиненном количестве, чаще всего в нижней части толщи, встречаются отдельные тонкие прослои и

линзы кремней и доломитизированных известняков, обогащенных фосфатами, содержащие остатки рыб и обломки перекристаллизованных раковин. Местами, преимущественно в верхней части толщи, присутствуют линзы и прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов из галек кварца, кристаллических сланцев, гранитов, кремней и филлитов.

Среди преобладающих в толще красноцветных пород в разрезе встречаются связанные с ними фациальными переходами темно-серые и зеленовато-серые разности. В бассейне р. Аксаута сероцветные породы образуют в средней части толщи пачку мощностью в несколько сот метров, не имеющую самостоятельного стратиграфического значения.

В нижней части толщи найдены плохо сохранившиеся остатки кордаитов и хвойных, в том числе на реках Аксаут и Гидам — остатки *Walchia piniformis* Schlot. и других видов этого рода, указывающих на нижнепермский возраст толщи.

Мощность толщи сильно варьирует от нескольких десятков до 800 *м*. Накопление ее происходило, видимо, в озерных условиях.

Верхняя красноцветная свита согласно или с размывом налегает на нижнюю красноцветную свиту, либо несогласно на более древние палеозойские породы. Она отличается от нижней более пестрым и более грубым литологическим составом отложений, среди которых значительная роль принадлежит косослоистым конгломератам и песчаникам аллювиально-пролювиального происхождения. Стратиграфический объем верхней красноцветной свиты в разных районах неодинаков из-за изменчивости ее верхней границы, повышающейся к востоку. Наиболее детально свита изучена А. А. Беловым в бассейнах рек Аксаута, Теберды и Кубани, где она расчленена на несколько подсвит или толщ.

а) Обломочно-вулканогенная толща отличается резкой фациальной изменчивостью. В южной части Лабино-Малкинской зоны в бассейнах указанных рек, близ центров извержений, она слагается лавами андезитовых, андезито-дацитовых, дацитовых и трахитовых порфиритов, кварцевых альбитофиров мощностью от нескольких десятков до 800 *м* и их туфами, вулканическими брекчиями и туфопесчаниками. По простиранию, в том числе повсеместно в Тырныауз-Пшекишской зоне, вулканогенные образования замещаются красноцветными конгломератами, брекчиями, гравелитами и песчаниками полимиктового состава, в материале которых нередко присутствуют обломки сингенетичных эффузивных пород. Мощность 300—2500 *м*.

б) Выше иногда с размывом и небольшим угловым несогласием лежит конгломерато-песчаниковая толща, сложенная преимущественно красноцветными песчаниками и гравелитами, часто с косой слоистостью руслового типа с подчиненными линзами, прослоями и пачками конгломератов с галькой кварца, кварцита, кремней, различных пород нижней красноцветной свиты, а также метаморфических сланцев, гранитов и среднепалеозойских эффузивно-осадочных пород. В низах толщи встречается несколько небольших потоков альбитизированных трахи-андезитовых лав, прослои их лавобрекчий и туфов, которые, как и в нижележащей толще, исчезают к западу и востоку от бассейна р. Аксаута. Мощность толщи 200—800 *м*. Накопление ее происходило в долинах рек у подножий возвышенностей.

в) Выше с постепенным переходом залегает алевролито-песчаниковая толща (эпчикская, по А. А. Белову) с маломощными прослоями и линзами гравелитов и конгломератов, а также аргиллитов и реже

кремней. Породы имеют вишнево-красную, реже розовато- и зеленовато-серую окраску. В алевролитах и песчаниках отмечаются ходы илоедов, рябь течения и волнения, иероглифы, косая слоистость потокового и пойменного типа, свидетельствующие о мелководно-озерной и дельтовой обстановке.

Южнее, в Тырныаузской зоне, алеврито-песчаные отложения замещаются и частью перекрываются преимущественно песчано-конгломератовыми накоплениями с ритмичной слоистостью аллювиально-пролювиального происхождения. Мощность толщи 350—2000 *м*.

В верхней части этой толщи в Тырныаузской зоне наряду с конгломератами с галькой красноцветных песчаников, кварцевых порфиров, гранитов, кристаллических сланцев, кварца и пр. на перевале Эпчик была обнаружена пачка красноцветных конгломератов, галька которых в основном состоит из известняков с крупными фораминиферами верхнепермского возраста из родов *Verbeekina, Neoschwagerina* и др.[1].

Аналогичная красноцветная толща песчаников и конгломератов с галькой известняков верхней перми (с брахиоподами *Lyttonia richthofeni* Kays. *forma lopigensis* Lich. и фораминиферами), а также известняков нижней перми (с фораминиферами из родов *Triticites, Schubertella*) видимой мощностью до 300 *м* присутствует и на более западном участке Тырныаузской зоны, в истоках р. Архыз. Соотношения ее с более древними слоями здесь неясны. Гальки пермских известняков поступали скорее всего с юга, из зоны Главного хребта.

Общая мощность верхней красноцветной свиты в междуречье Аксаута—Кубани 1,5—5 *км*. Нижняя часть ее имеет нижнепермский возраст (так как западнее перекрывается морскими отложениями низов верхней перми, см. ниже), средняя — верхнепермский, а ее верхняя часть, заключающая гальки известняков с верхнепермской фауной, относится к самым верхам перми или, возможно, к низам триаса, как это признается большинством исследователей.

В восточной части Тырныаузской зоны, в бассейнах рек Малки, Баксана и Чегема верхняя красноцветная свита сохраняет близкий к описанному характер, но верхи ее в ряде мест размыты.

В западной части Лабино-Малкинской и Тырныаузской зон, **в бассейнах рек Лабы и Белой** верхняя красноцветная свита сложена преимущественно конгломератами и песчаниками и реже алевролитами (до 1,5 *км*), которые, очевидно, соответствуют только нижней части верхней красноцветной толщи более восточных районов. По возрасту она здесь целиком отвечает верхней части нижней перми, так как в районах пермских впадин (реки Б. Лаба, Белая) согласно, а на участке разделяющего их поднятия (р. М. Лаба) с глубоким размывом и резким угловым несогласием перекрывается морскими отложениями низов верхней перми.

Верхнепермские морские отложения, развитые в западной части Лабино-Малкинской зоны (бассейны рек Б. и М. Лабы) и в виде останцов сохранившиеся на западном окончании Тырныауз-Пшекишской зоны (в бассейне р. Белой), имеют небольшую мощность (50—165 *м*) и представлены в низах конгломератами и песчаниками, которые перекрываются резко фациально-изменчивой толщей глинистых сланцев и разнообразных известняков: фораминиферовых, водоросле-

[1] В отличие от ряда исследователей (К. В. Миклухо-Маклай, С. С. Круглов, и др.), предполагающих, что конгломераты относятся к особой, более молодой красноцветной толще, А. А. Белов устанавливает их принадлежность к верхней части верхней красноцветной свиты.

вых, биогермных, детритусовых, оолитовых и др. Известняки содержат богатейшие остатки ископаемых, среди которых определены до 600 видов и вариететов. Здесь установлены 180 форм фораминифер, относящихся, по К. В. Миклухо-Маклая, к семействам Lagenidae Ammodiscidae, Textullariidae и др., а также к семейству Fusulinidae, представленному в основном мелкими формами (*Palaeofusulina,* развернутые *Reichelina, Parareichelina, Codonofusiella* и др.), реже крупными *Eoverbeekina* [1], а также 319 видов и вариететов брахиопод (Б. К. Лихарев) из семейств Productidae, Strophomenidae, Lyttoniidae, Terebratulidae, Rhynchonellidae, Spiriferidae, Camarotoechidae, 64 формы пелеципод (Д. Ф. Масленников) и ряд трилобитов (В. Г. Вебер), надежно обосновывающих верхнепермский возраст отложений. Найдены также многочисленные виды гастропод, аммонитов, кораллов, лилий, мшанок (из группы *Treptostomata*), губок и сифониковых водорослей (*Cymnocodium* и др.).

Морские верхнепермские отложения в бассейнах рек Лабы и Белой, вероятно, стратиграфически соответствуют верхней части красноцветной свиты более восточных районов. К. В. Миклухо-Маклай подразделяет их на 4 горизонта и намечает следующую схему корреляции пермских отложений северного склона Большого Кавказа с отложениями южного склона и разрезами перми Центральной и Юго-Восточной Азии по фораминиферам (табл. 2).

В зоне Главного хребта пермские отложения ныне отсутствуют, но судя по наличию галек известняков с нижне- и верхнепермскими крупными фораминиферами из сем. Fusulinidae в нижнетриасовых (?) конгломератах Тырныаузской зоны (р. Архыз, перевал Эпчик) и в конгломератах южного склона (гора Хуко), здесь первоначально отлагались морские карбонатные осадки, относящиеся к разным горизонтам нижней перми (со *Schwagerina, Triticites, Pseudofusulina, Parafusulina* и др.) и верхней перми (с *Neoschwagerina, Verbeekina* и др.).

Вдоль южного края зоны кристаллических пород Главного хребта протягивается прерывистая полоса выходов мощных морских пермских отложений в геосинклинальных фациях. На южном крыле этого поднятия они трансгрессивно ложатся на метаморфические сланцы нижнего (?) — среднего палеозоя, а южнее, в осевой части геосинклинального прогиба южного склона, согласно налегают на каменноугольные отложения. Известны 4 главных района развития пермских отложений в фациях «южного склона».

В самом западном из них — **в верховьях р. Шахе и на горе Хуко** на метаморфических сланцах, по данным К. В. Миклухо-Маклая и В. И. Славина, залегают:

P_1 1. Аркозовые песчаники с прослоями и линзами гравелитов и конгломератов. Мощность 250 *м*;

2. Известняки с криноидеями, губками, водорослями, а также фораминиферами верхней части нижней перми (*Parafusulina, Pseudofusulina*). Мощность 200 *м*;

P_2 3. Известняки с водорослями, криноидеями и фораминиферами (в нижней части с различными видами *Neoschwagerina,* в средней — с *Jabeina* и др. и в верхней — с единичными мелкими фораминиферами из сем. Lagenidae, Ammodiscidae, фациально замещающиеся песчано-глинистыми породами с прослоями конгломератов. В известняковых прослоях среди терригенных пород

[1] В отличие от южного склона Большого Кавказа, где господствуют крупные фораминиферы из сем. Fusulinidae.

Таблица 2

Схема корреляции пермских отложений Большого Кавказа, Центральной и Юго-Восточной Азии (по К. В. Миклухо-Маклая)

Отделы	Северо-Западный Кавказ		Памир, Дарваз	Индокитай, Япония
	сев. склон (реки Лаба, Белая)	южный склон (Хуко)		
Верхний	Абагский горизонт (10—25 *м*)	Зона с мелкими фораминиферами	Зона с *Reichelina mirabilis* (Dutk.)	Зона с *Jabeina*
	Уруштенский горизонт (3—127 *м*)	Зона с *Jabeina*		
	Никитинский горизонт (7—30 *м*)	Зона с *Neoschwagerina*	Зона с *Neoschwagerina* и *Sumatrina*	Зона с *Neoschwagerina*
	Кутанский горизонт (8—27 *м*)			
Нижний	Верхняя красноцветная свита (нижняя часть)	Зона с *Paravusulina* и *Pseudofusulina*	Зона с *Parafusulina* и *Pseudofusulina*	Зона с *Parafusulina* и *Pseudofusulina*
	Нижняя красноцветная свита	Зона с *Schwagerina* (только в гальках в конгломератах нижнего триаса)	Зона с *Schwagerina*	Зона с *Schwagerina*

присутствуют брахиоподы (*Waagenophyllum* и пр.), пелециподы, мшанки и пр. Мощность 500 *м*.

Выше с размывом залегают конгломераты с галькой нижне- и верхнепермских известняков, песчаников, кристаллических сланцев, вероятно, нижнетриасового возраста.

В следующем к востоку районе — на **перевале Псеашхо и верховьях р. Уруштена**, — по В. И. Славину, на кристаллические сланцы нижнего (?) палеозоя ложится:

P_1 1. Толща конгломератов (из галек и угловатых обломков кварца, розовых микроклиновых гранитов и кристаллических сланцев), чередующихся и перекрывающихся аркозовыми песчаниками, в верхней части с прослоями зеленых эпидот-кварцево-хлоритовых сланцев и филлитов. Мощность 600—650 *м;*

P_2 2. Толща белых и черных рифогенных мраморизованных известняков и мраморов с кораллами *Waagenophyllum indicum* Waag. et

Wentzel., *W.* aff. *virgalensis* Waag., *W.* ex gr. *persiatum* Dougl.,[1] характерными для верхнепермских отложений. Мощность известняков до 200 *м*. Они переслаиваются, замещаются и перекрываются черными глинистыми сланцами, полосчатыми кремнистыми сланцами и песчаниками общей мощностью в 700—800 *м*. Эта толща в основном относится к верхней перми, но низы ее, по аналогии с разрезом на горе Хуко, могут иметь еще нижнепермский возраст.

Выше залегают глинистые сланцы с прослоями песчаников предположительно триасового возраста.

Следует отметить, что пермские отложения в верховьях р. Уруштен прорываются позднегерцинскими гранитоидами.

В Сванетии, в хр. Лайла и на р. Цхенис-Цхали, по В. И. Славину, пермские отложения согласно, но с конгломератом в основании налегают на каменноугольные и представлены толщей филитизированных глинистых сланцев, в нижней части с подчиненными прослоями кварцитовидных песчаников и реже известняков. Мощность около 1000 *м*.

В нижней части свиты в линзе известняков в правобережье р. Цхенис-Цхали обнаружены остатки фораминифер, характеризующих нижнюю часть верхней перми.

Выше залегает песчано-сланцевая толща, предположительно относимая к триасу.

Наиболее восточные выходы пермских отложений **в Северной Осетии** — в зоне, примыкающей с юга к восточному окончанию кристаллической полосы Главного хребта, близки по характеру разреза к разрезам на горах Хуко и Псеашхо. Здесь, в верховьях рек Фиагдон и Гизельдон, по Л. А. Варданянцу, на палеозойские граниты и кристаллические сланцы несогласно налегают:

P_1? 1. Конгломераты с галькой кварца или гранитов Главного хребта в хлоритовом цементе — несколько сот метров;

2. Пачка слоистых мелкозернистых кварцитовых песчаников и филлитов — несколько десятков метров;

3. Пачка черных и пестроцветных филлитов с подчиненными пластами кварцитов, а в верхах известняков — несколько десятков метров;

P_2 4. Серые, черные и белые несколько метаморфизованные известняки с остатками брахиопод, в частности, продуктид и *Lyttonia richtofeni* Kays. forma *nobilis* Waag., свидетельствующими о верхнепермском возрасте известняков[2].

В южной части Малого Кавказа нижне- и верхнепермские отложения выражены толщей слоистых кораллово-фузулиновых известняков, выступающей на поверхность в Даралагезском и Джульфинском поднятиях. В Даралагезе нижнепермские отложения залегают с географическим и очень редко с угловым несогласием на породах девона и нижнего карбона, в кровле которых местами прослеживается маломощный (до 1,5 *м*) горизонт красных песчанистых глин с редкими гальками и угловатыми

[1] До исследований В. И. Славина описываемые отложения относились к нижнему карбону, поскольку собранные здесь В. Н. Робинсоном кораллы плохой сохранности определялись Н. Н. Яковлевым как *Lithostrotion* cf. *coespitosum*. Т. И. Добролюбова переопределила эти остатки как *Waagenophyllum* sp.

[2] Л. А. Варданянц считал известняки нижнепермскими, а подстилающую терригенную толщу условно каменноугольной. Но наличие галек и валунов гранитов типа Главного хребта в отложениях карбона на Кавказе не характерно; в пермских же отложениях они встречаются в изобилии.

обломками известняков (предпермская кора выветривания). Вышележащие пермские отложения подразделяются Р. А. Аракеляном на три свиты нижнепермского и две свиты верхнепермского возраста.

К нижней перми отнесены им слоистые известняки с кремнистыми включениями мощностью 250—600 *м*, содержащие кораллы *Waagenophyllum indicum* Waag., et Wentzel и др., фораминиферы *Stafella sphaerica* Ab., *Eoverbeekina* sp. и др., а в верхней свите также *Codonofusiella* sp., *Nankinella* sp. и брахиоподы *Productus* (Marginifera) *spinocostatus* Ab. Следует отметить, что некоторые формы, присутствующие в этих отложениях *(Waagenophyllum indicum)*, свидетельствуют скорее о верхнепермском возрасте этих отложений или их верхней части.

К верхней перми относятся слоистые известняки, в верхней части углистые, песчанистые и мергелистые (100—150 *м*) с брахиоподами *Neophricodothyris* aff. *indica* (Waag.) *Tschernyschowia typica* St., мшанками *Polypora* aff. *biarmica* Keys. и др., губками и фораминиферами.

В Джульфинском районе обнажена только верхняя часть перми.

Заканчивая обзор палеозойских отложений, отметим, что палеозой Кавказа почти во всех структурно-фациальных зонах слагается из трех резко различных комплексов, в ряде случаев разделенных поверхностями перерыва и несогласия.

Нижний комплекс, отвечающий нижнему палеозою и, может быть, частично протерозою, выражен глубоко регионально метаморфизованными образованиями. Средний комплекс, охватывающий средний палеозой ($S — C_1$), приурочен преимущественно к четырем главным геосинклинальным прогибам Кавказа, причем в Северо-Кавказком прогибе он представлен типично эвгеосинклинальными формациями со значительной ролью вулканогенных образований. В Предкавказском прогибе и прогибе Южного склона господствуют песчано-глинистые отложения с подчиненной ролью вулканогенных пород (главным образом в девоне) и известняков; в Приараксинском прогибе карбонатные породы преобладают, а вулканогенные практически почти отсутствуют. Верхний комплекс ($C_2 — P$) наиболее разнообразен, что отражает сложность тектонического развития Кавказской области в верхнем палеозое и разновременность замыкания герцинских геосинклинальных прогибов.

В Предкавказском прогибе этот комплекс отчетливо распадается на два — позднегеосинклинальный (C_{2+3} — начало P) и переходный, или начальноплатформенный ($P — T$).

В Северо-Кавказском прогибе комплекс носит типично молассовый характер и выполняет межгорные впадины. В прогибе Южного склона он практически неотделим от среднепалеозойского, что свидетельствует о длительности геосинклинального развития этого прогиба, затянувшегося до мезозоя.

В зоне Закавказского срединного массива (распространявшейся и на северную часть Малого Кавказа) комплекс выражен типичной порфировой формацией — продуктами кислых извержений в сочетании с континентальными и мелководно-морскими отложениями.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Пермский период закончился на Кавказе общей регрессией, но море удержалось в глубоком прогибе южного склона и в Приараксинской зоне, где переход от перми к триасу весьма постепенный. Затем наступила раннетриасовая трансгрессия, в результате которой морем был

покрыт северный склон Западного, а также, возможно, и Восточного Кавказа. После некоторой регрессии в конце среднего и особенно в начале позднего триаса трансгрессия достигла своего максимального развития в норийском веке, когда море распространилось и на некоторые районы Предкавказья. Вслед за этим наступила резкая регрессия, и рэтские отложения нигде на Кавказе не сохранились.

До недавнего времени осадки триасовой системы были известны лишь в ограниченном числе районов Кавказа — на северном склоне западного Кавказа в бассейнах Лабы и Белой и в южном Закавказье, в бассейне Аракса. Кроме того, уже довольно давно в литературе имелись сведения о находке известняков с верхнетриасовой фауной в бассейне Акеры в восточной части Малого Кавказа, но известняки эти оказались залегающими в виде глыб, а сборы фауны повторены не были. В последние годы появились данные о присутствии триаса на южном склоне западного Кавказа — в бассейне р. Мзымты (Славин, 1957).

Опубликованные в 1959 г. С. Г. Букия материалы о развитии триаса в более восточной части южного склона в Сванетии основаны на предварительных определениях фауны, оказавшихся ошибочными. Фауна эта не верхнетриасовая, а нижнеюрская (Славин, 1960). Тем не менее повсеместное присутствие триаса на южном склоне Большого Кавказа и в осевой части хребта на востоке, где наблюдается более полный и мощный разрез нижней юры, весьма вероятно, в свете открытия его на Мзымте.

В самое последнее время появляются данные о распространении триаса и **в Предкавказье.** В северо-восточных районах, в Прикумской зоне поднятий (Озек-суат) в погруженных частях складок бурением вскрыты красноцветные отложения типа пермо-триаса Прикаспийской впадины, частично они, вероятно, представляют собой лагунно-континентальные осадки нижнего триаса. В Западном Предкавказье скважин Каневско-Березанского района обнаружены темные аргиллиты с *Halobia* и *Monotis* (карнийский и норийский ярусы), залегающие на палеозойском складчатом фундаменте, но в свою очередь довольно интенсивно дислоцированные.

На Дзирульском массиве и в районе выступов палеозойского фундамента в северной и центральной частях Малого Кавказа триас отсутствует, юра здесь залегает прямо на палеозое.

Заслуга изучения и детального расчленения триаса северо-западного Кавказа принадлежит В. Н. Робинсону (1932, 1956 и др.). Существенные дополнения и изменения в схему В. Н. Робинсона внесли исследования В. И. Славина и его сотрудников: С. Л. Бызовой, А. С. Дагиса и Т. Г. Ильиной. Новейшими работами по триасу Нахичеванской АССР являются работы А. М. Садыкова (1953) и особенно К. О. Ростовцева (1958), по триасу центральной Армении — работа А. Н. Назаряна (1956).

Северо-Западный Кавказ. В верховьях рек М. Лабы и Белой и по их притокам известен полный разрез триаса, почти все горизонты которого фаунистически хорошо охарактеризованы.

Нижний триас начинается конгломератами и песчаниками, за которыми следуют песчанистые известняки со скудной фауной. Это, по-видимому, сейсский ярус. Выше развита пачка серых тонкоплитчатых известняков с фауной аммонитов: *Pseudosageceras multilobatum* Noetl., *Flemingites blabaensis* Kipar., представителей родов *Meekoceras, Hedenstroemia, Owenites* и других, а также характерных пелеципод — *Pseudomonotis (Claraia) claraia* Emmr., *P. (Cl.) aurita*

Hauer и др. Тонкоплитчатые известняки покрываются светлым массивным песчанистым известняком. Эти две пачки составляют кампильский ярус. Мощность нижнего триаса в районе горы Тхач 300 *м*.

Условно к нижнему триасу относят также красноцветные конгломераты с галькой нижне- и верхнепермских известняков, распространенные в зоне Передового хребта в бассейне р. Кубани (эпчикская толща — см. стр. 56), а в зоне Главного хребта на горе Хуко — резко трансгрессивно налегающие на верхнюю пермь сероцветные конгломераты с галькой верхнепермских известняков, песчаников, кристаллических сланцев, переходящие вверх в песчаники и глинистые сланцы (500 *м*).

Средний триас представлен в нижней части новой пачкой слоистых (плитчатых) известняков, в которой вверх по разрезу появляются прослои мергелистых сланцев; выше господствуют последние. Фауна аммонитов указывает на анизийский ярус: *Sturia sansovini* Mojs., *Monophyllites confusii* Dien., *Megaphyllites caucasica* Kipar., *Japonites dieneri* Mojs., *J. labaensis* Rob., *Ceratites petersi* Mojs., *Xenodiscus middlemissi* Dien., *Gymnites incultus* Beyr.

Местами анизийские слои залегают на нижнем триасе трансгрессивно, с конгломератом в основании. Мощность анизийского яруса 300—400 *м*.

Отложения ладинского яруса в основном уже терригенные. Это свита темных глинистых сланцев с сидеритами и пачкой песчаников и конгломератов посредине. Она содержит характерную фауну пелеципод: *Daonella lommeli* Wissm., *D. richthofeni* Mojs., *Posidonia wengensis* Wissm. и аммонитов *Monophyllites wengensis* Klip., *M.* cf. *sphaerophyllus* Hauer. Мощность ладинского яруса порядка 100 *м*. Местами в зоне Передового хребта верхнеладинские слои с *Daonella lommeli*, подстилаемые грубыми конгломератами, залегают несогласно на породах анизийского яруса и нижнего триаса. Их мощность возрастает здесь до 300 *м*.

Отложения верхнего триаса в своей нижней части — карнийский ярус — сохраняют еще терригенный характер и выражены глинистыми сланцами с сидеритами, аналогичными ладинским, но содержащими карнийские пелециподы: *Halobia austriaca* Mojs., *H. cassiana* Mojs. и аммониты из рода *Arcestes*. Местами они залегают трансгрессивно и даже несогласно на среднем триасе и содержат в основании грубообломочный материал. Трансгрессивное и несогласное залегание норийского яруса на отложениях до пермских включительно, еще более ярко выражено в бассейне р. М. Лабы и верховье р. Белой. В основании норийского яруса залегают конгломераты, песчаники или песчанистые известняки с *Myophoria verbeecki* Krumb., *Indopecten glabra* Dougl. Основным типом осадков норийского яруса являются массивные светлые доломитизированные известняки с кораллами, гидроидами, водорослями, брахиоподами, явно рифового происхождения. Они переслаиваются и замещаются слоистыми известняками с *Pseudomonotis caucasica* Witt. и перекрываются красными известняками, переполненными брахиоподами, характерными для рэтского яруса Альп: *Rhaetina turcica* Bitt., *Athyris oxycolpos* Emmr. и др. Однако обнаружение наряду с ними типично норийских аммонитов *Megaphyllites infectus* Mojs., *Racophyllites debilis* Hauer. привело А. С. Дагиса к выводу о принадлежности этих слоев еще к норийскому ярусу и об отсутствии на Северо-Западном Кавказе рэтского яруса.

Общая мощность верхнего триаса в этом районе составляет 600 *м*, из которых 100 *м* приходятся на карнийский и 500 *м* на норийский ярус.

На южном склоне Большого Кавказа присутствие триаса фаунистически доказано пока лишь в районе Красной Поляны (Мзымты). Здесь, по данным В. И. Славина, под нижнелейасовыми отложениями залегает толща глинистых сланцев с прослоями и пачками известняков, содержащих верхнетриасовые (норийские) кораллы. Исходя из стратиграфического положения между заведомо верхнепермскими и лейасовыми образованиями, В. И. Славин считает возможным предположительно относить к триасу верхнюю свиту разреза десской серии Сванетии — толщу кварцитовидных песчаников, глинистых сланцев и гравелитов, содержащую в верхней части линзы мраморизованных известняков и прослои туфов и туфобрекчий (600—700 *м*), а в водораздельной части Северо-Западного Кавказа, в районе перевала Псеашхо и истоков р. Уруштена — толщу глинистых сланцев и песчаников мощностью 500—600 *м*.

Южное Закавказье. В бассейне р. Аракса, в Даралагезе и районе Джульфы также имеется довольно полный разрез триаса, хотя и не во всех частях достаточно хорошо фаунистически охарактеризованный.

Нижний триас. В основании разреза залегают красные известняки сейсского яруса с *Otoceras* aff. *woodwardi* Griesb. и *Paratirolites mojsisovicsi* Stoy., *P. kittli* Stoy., *Flemingites* sp. Выше лежат серые мергелистые известняки кампильского яруса также до 20 *м* мощностью, с *Pseudomonotis (Claraia) aurita* Hauer., *P. stachei* Bitt., *P. himalaica* Bitt., *Paratirolites* cf. *dieneri* Stoy.

Средний триас состоит из двух свит, нижняя из которых не содержит фауны и условно относится к анизийскому ярусу; она сложена тонкослоистыми и пизолитовыми известняками мощностью до 150 *м*. Верхняя свита образована массивными, нередко оолитовыми известняками со скудной фауной ладинского яруса — *Myophoria goldfussi* Alb. и др. Мощность до 40 *м*.

Верхний триас начинается мергелистыми известняками, переполненными карнийскими *Megalodon carinthiacus* Hauer. Выше залегают чередующиеся известняки и доломиты, а затем мощная (до 600 *м*) толща массивных доломитов и доломитизированных известняков, очевидно, рифогенных, почти лишенных фауны, но на основании региональных сопоставлений относимая к норийскому ярусу.

Совершенно другой тип осадков норийского яруса известен северо-западнее, в верховьях р. Ведичая у с. Джирманиса. Это песчано-глинистые паралические угленосные отложения с *Indopecten glabra* Dougl., *Myophoria verbeecki* Krumb., *Palaeocardita buruca* Krumb., *Prolaria armenica* Rob. и флорой папоротников, хвощей, цикадофитов и др. Мощность более 700 *м*.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Нижний и средний отделы

С началом юры наступает новый этап в развитии Кавказа. Только в полосе южного склона Центрального Кавказа и на ее продолжении к северо-западу и юго-востоку погружение и осадконакопление не прерывалось на рубеже триаса и юры и здесь продолжал унаследованно развиваться геосинклинальный прогиб. За пределами осевой зоны этого прогиба юра начинается разными горизонтами и залегает резко несогласно на подстилающих образованиях, до древнепалеозойских включительно.

В северной части Малого Кавказа на раздробленном древнем основании в лейасе закладывается наложенный геосинклинальный про-

гиб — Сомхето-Кафанская, или Антикавказская (по И. Р. Кахадзе), геосинклиналь. В южной части Малого Кавказа рэт-лейасу отвечает повсеместный перерыв в осадконакоплении, но в начале средней юры море возвращается в Нахичеванский прогиб; значительного углового несогласия между триасом и юрой в этом районе не наблюдается.

Нижняя и средняя юра характеризуются преимущественным развитием двух типичных геосинклинальных формаций начала цикла — аспидной и спилито-кератофировой, а также, в доггере, порфиритовой формации. Первая господствует в лейасе, частично перемежаясь со второй на Большом Кавказе. На северном склоне Центрального Кавказа аспидная формация переходит в субплатформенную терригенную, частично паралическую угленосную формацию. Спилито-кератофировая формация широко развита в байосе на южном склоне Главного хребта и в Куринско-Рионской впадине и в байосе и в бате на Малом Кавказе. На юге Закавказья отложения доггера также носят субплатформенный характер и представлены маломощной известняковой формацией.

Наши современные знания по стратиграфии нижней и средней юры Дагестана, где она наиболее широко развита, основываются на работах В. Д. Голубятникова (1940, «Геология СССР», т. IX, 1947) и Н. Н. Ростовцева (1948); дополненных и уточненных исследованиями И. А. Конюхова (1958, 1959) и особенно Н. В. Живаго (1956) и В. Т. Фролова (1959). Стратиграфия полосы Военно-Грузинской дороги была разработана В. П. Ренгартеном (1932), Осетии — первоначально Л. А. Варданянцем (1935), а затем С. С. Кузнецовым (1947) и Г. Д. Ажгиреем (1941, 1960). Юра Кабардино-Балкарии изучалась И. Г. Кузнецовым (1946) и В. П. Ренгартеном (1946), а далее к западу С. С. Кузнецовым (1956), Н. В. Ренгартен и З. М. Старостиной (1956) и И. Р. Кахадзе с сотрудниками (1956). В последние годы вся полоса нижней и средней юры северного склона до р. Белой на западе была охвачена детальными исследованиями группы сотрудников ВНИИГАЗ и Кавказской экспедиции МГУ (Н. В. Живаго, Н. В. Безносов, В. П. Казакова, Ю. Г. Леонов, Д. И. Панов), которым принадлежит капитальная сводка по стратиграфии этих отложений, недавно опубликованная в сокращенном виде. Стратиграфия юры азербайджанской части Большого Кавказа (юго-восточное погружение и южный склон) установлена Н. Б. Вассоевичем (1951), В. Е. Хаиным (1947) и Э. Ш. Шихалибейли (1956). Некоторые уточнения содержатся в работах В. Е. Хаина, Н. М. Касимовой и А. Н. Шарданова (1955) и Г. К. Касимовой (1958). Для Северо-Западного Кавказа стратиграфическая схема нижней и средней юры была создана В. В. Белоусовым и Б. М. Трошихиным (1937) и ныне детализирована В. Е. Хаиным, М. Г. Ломизе, Е. А. Гофман и В. Г. Рихтером (1960).

Юра Грузии, первоначально изученная А. И. Джанелидзе и Б. Ф. Меффертом, явилась предметом выдающейся монографии И. Р. Кахадзе (1947). Новые данные по Абхазии изложены в работах С. Г. Букия (1954). Стратиграфическая схема юры Малого Кавказа, установленная впервые К. Н. Паффенгольцем, была пересмотрена Л. Н. Леонтьевым (1950) и для северной Армении А. Т. Асланяном (1949). Существенные дополнения содержатся в работах Т. А. Гасанова (1954) по азербайджанской части Малого Кавказа, Н. Р. Азаряна и В. Т. Акопяна по Армении. Современная стратиграфия юры Нахичеванской АССР разработана К. О. Ростовцевым (1957). Большое значение в обосновании стратиграфии кавказской юры имели биостратиграфические исследования Г. Я. Крымгольца (1941, 1953 и др.).

Нижнеюрские терригенные и отчасти вулканогенные образования слагают наиболее приподнятую часть Восточного Кавказа (антиклинории Главного и Бокового хребтов) и окаймляют палеозойское ядро Западного Кавказа. На Малом Кавказе нижняя юра присутствует лишь в его северной части и выступает только на небольших участках.

На Северном Кавказе лейас залегает с перерывом и несогласием на подстилающих образованиях — от докембрия (?) до триаса включительно.

Наиболее древний ярус лейаса — геттангский — нигде на Большом Кавказе достоверно не установлен. Его присутствие вероятно на южном склоне Западного Кавказа и в водораздельной части Восточного Кавказа, где проходила осевая полоса мезозойской геосинклинали Большого Кавказа и где переход от триаса к юре, по-видимому, постепенен.

Комплекс пелеципод, скорее всего имеющий геттангский возраст, недавно обнаружен В. И. Славиным в базальных слоях юры Верхней Сванетии и района Военно-Грузинской дороги (именно эта фауна в Сванетии была ранее ошибочно отнесена к триасу). Представление о широком развитии геттанга на Кавказе подтверждается также находкой в 1960 г. геттангских ископаемых — *Euphyllites* ex gr. *stuckmanni* Neum., *Parallelodon* aff. *transylvanium* Lck. и др.— в керне скважины, пробуренной в районе Арзгира, в Манычском прогибе (сообщение И. Г. Сазоновой, ВНИГНИ). Породы, содержащие эту фауну, представлены черными аргиллитами; подобные же аргиллиты встречены в скважинах и восточнее, на берегу Каспийского моря. Очевидно, уже в самом начале лейаса море не только занимало значительную площадь на Большом Кавказе, особенно в его восточной половине, но распространилось вдоль северо-восточного Предкавказья вплоть до Манычского приразломного прогиба.

Синемюрский ярус представлен конгломератами, кварцево-аркозовыми песчаниками, черными глинистыми сланцами и обнаружен в нескольких пунктах на южном склоне Главного хребта, в полосе от Красной Поляны до Заалазанской Кахетии. Из фауны отмечены *Arietites* aff. *scylla* Reyn., A. ex gr. *bucklandi* Sow., *Partschiceras* aff. *partschi* Stur., *Chlamys textoria* Schloth. и др.

Лотарингский ярус известен уже и на северном склоне Большого Кавказа, к северу от палеозойского ядра, в бассейнах Малой и Большой Лабы. Это песчаники с прослоями конгломератов с *Arietites* cf. *pseudospiralis* Vad., *Oxynoticeras oxynotum* Qu., *Cardinia* aff. *philea* d'Orb., *Pleuromomaria anglica* Sow., *Amberlea imbricata* Sow. и др.

В зоне Бокового и Главного хребтов и на южном склоне в сланцевой толще нижнего лейаса появляются потоки, пластовые интрузии и дайки диабазов (спилитов) и порфиритов, иногда встречаются и туфы. Эта так называемая циклаурская свита подстилается в Дарьяльском ущелье Терека упоминавшимися выше слоями с геттангской (?) фауной пелеципод (кистинская свита) и перекрывается в Осетии отложениями плинсбаха (Ю. Г. Леонов). Мощность циклаурской свиты достигает 1500 *м*.

Плинсбахский ярус, начинающий собой разрез среднего лейаса, распространен на северном склоне заметно шире лотарингского, будучи развит на площади от р. Белой до Терека. На западе, между Белой и Кубанью, он выражен песчаниками и алевролитами с фауной брахиопод (*Spiriferina yaltaensis* Moiss., *Sp. walcotti* Sow., *Sp. honeri* Suess, *Sp.* ex gr. *alpina* Sow., *Zeilleria subdigona* Opp., *Z. mutabilis* Opp.,

Terebratula punctata Sow., *Rhynchonella persinuata* Ren., *Rh. pontica* Moiss.), а также пелеципод, гастропод. Руководящее значение имеет, однако, фауна аммонитов, собранная в Уруп-Кяфарском междуречье: *Tropidoceras massianus* d'Orb., *T. flandrini* Dum., *Uptonia* cf. *ignota* Simps., *Polymorphites polymorphus* Qu., *Beaniceras* cf. *costatum* Buckm.

В долине Кубани и далее к востоку вплоть до р. Чегема, т. е. на центральном отрезке северного склона Большого Кавказа, плинсбах, несогласно залегающий на палеозойском фундаменте (рис. 16), представлен песчано-алевритовой угленосной толщей; толща эта является,

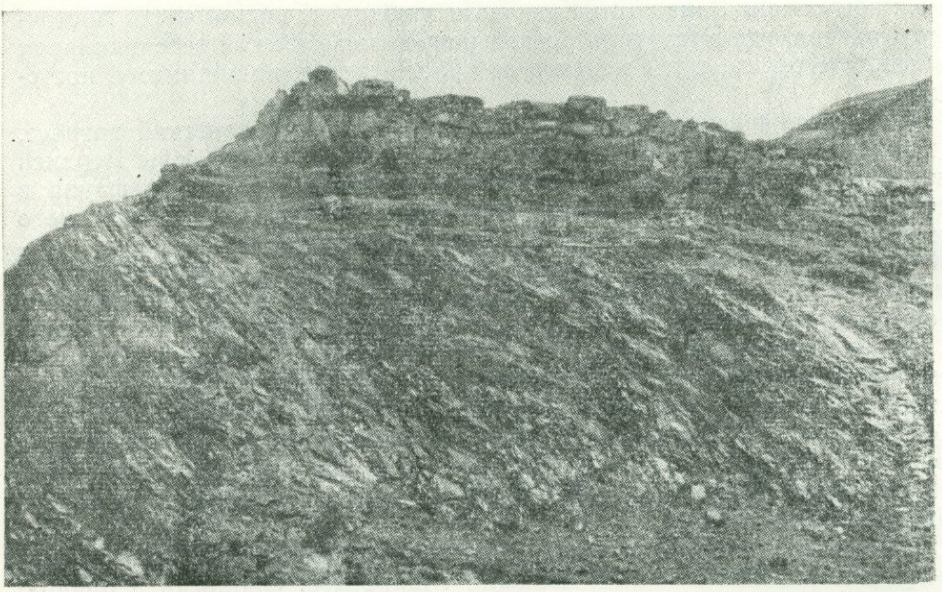


Рис. 16. Угловое несогласие между песчано-глинистой толщей плинсбаха и кристаллическими сланцами древнего палеозоя в ущелье р. Баксан у пос. Былым. Фото Д. И. Панова

очевидно, отложениями прибрежно-дельтовой равнины. Ее мощность достигает на правобережье Кубани 800 *м*. Местами в ней наблюдаются потоки эффузивов и пирокластолиты андезитового состава.

На восточном погружении Тырныаузской шовной зоны плинсбах выражен маломощными конгломератами, гравелитами, песчаниками и местами выпадает из разреза, который в этом случае начинается тоарскими слоями. Еще юго-восточнее, в Осетии, в основании лейаса залегают конгломераты, перекрываемые черными графитизированными сланцами с тонкими прослоями чистого графита— г р а ф и т о в ы й г о р и з о н т. Выше наблюдается толща эффузивных и пирокластических пород резко изменчивой мощности; она известна под названием к е р а т о ф и р о в о г о г о р и з о н т а, так как лавы представляют собой кератофиры и альбитофиры. Эта серия пород относится к нижнему лейасу, хотя ее верхи могут принадлежать плинсбаху. Образования кератофирового горизонта перекрываются и замещаются в восточном направлении черными алеврито-глинистыми сланцами с прослоями алевролитов.

Аналогичные отложения выступают в осевых частях антиклинориев Бокового и Главного хребтов Восточного Кавказа; фауны в них не найдено, но они согласно перекрываются слоями, содержащими домерские аммониты.

Домерский ярус. На большей части территории Большого Кавказа домерские осадки согласно сменяют плинсбахские и отвечают дальнейшему развитию трансгрессии, углублению моря. Преобладающим типом отложений домера являются черные аргиллиты, переходящие в зонах более высокого метаморфизма в аспидные сланцы. Местами на северном склоне в связи с близостью к относительно приподнятым зонам Передового (на западе) и Бокового (в Дигории и Осетии) хребтов в этой толще появляются прослои песчаников, иногда довольно мощные. Из фауны в Дагестане встречены аммониты: *Arieticeras bertrandi* Kil., *A. algovianum* Opp., *Harpoceras exiguum* Fucini и др., но наиболее характерен и широко распространен руководящий аммонит *Amaltheus margaritatus* Montf.

На пространстве между М. Зеленчуком и Малкой, в центральной части северного склона морские осадки домера отсутствуют; здесь верхний лейас залегает непосредственно на плинсбахе и лишь местами у слияния Кубани и Теберды и в верховьях Подкумка между ними вклинивается наземная вулканогенная толща андезито-дацитового состава, сопровождаемая субвулканическими и гипабиссальными интрузивными телами весьма своеобразной формы, описанными в свое время М. В. Муратовым (1945); условно эту толщу теперь относят к домеру (Д. И. Панов).

Тоарский ярус. На границе среднего и верхнего лейаса дальнейшее развитие трансгрессии было прервано в пределах Центрального Кавказа поднятиями, приведшими к местному размыву более древних отложений лейаса и к прямому налеганию тоара на палеозойский субстрат. На северном склоне эти поднятия сказались в Лабино-Малкинской зоне на всем пространстве к востоку от Зеленчуков. Лишь к западу от Зеленчуков и на востоке, в Дигории и Осетии, а также в Чечено-Ингушетии и Дагестане в разрезе известны осадки нижнего тоара, в основном глинистого (аргиллитового) состава, с *Harpoceras exaratum* Young et Bird, *Dactylioceras semicelatum* Simps.

В среднем тоаре контуры бассейна заметно расширились. Осадки подъяруса являются то чисто глинистыми, то содержат прослои алевролитов и песчаников. Фауна становится обильнее; руководящее значение имеют аммониты *Dactylioceras commune* Sow. и *Hildoceras bifrons* Brug.

В верхнем тоаре площадь морского осадконакопления вновь расширилась, но прослои алевролитов и песчаников получили почти повсеместное распространение. Из фауны широко распространены и наиболее характерны *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Grammoceras striatulus* d'Orb., *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Polyplectus discoides* Ziet., в верхах подъяруса часты представители родов *Dumortieria* (*D. pseudoradiosa* Branco и др.) и *Pleydellia* (*P. aalense* Ziet. и др.).

Мощность тоарских отложений максимальна на востоке и достигает 3200 *м*.

Ааленский ярус. Переход от тоарского к ааленскому ярусу везде на Кавказе происходит постепенно. Продолжавшаяся трансгрессия привела к тому, что в районе выступа Предкавказской суши между Кубанью и Баксаном ааленские слои распространены дальше к северу, чем более древние юрские отложения, и перекрывают доюрские образования.

На этом центральном участке северного склона, между Кубанью и Малкой, мощность аалена невелика, а осадки его носят прибрежный

характер — это глинистые и железистые песчаники и алевролиты с конкрециями сидеритов и линзами оолитового железняка. К западу и востоку, от Кубани до Белой и от Малки до Терека, ааленские отложения становятся несколько более глубоководными; в их составе преобладают черные аргиллиты, среди которых местами наблюдаются пачки, обогащенные прослоями песчаников и алевролитов. О том, что глубины бассейна и здесь не были значительными, свидетельствуют прослои перемытых конкреций, прослои и линзы органогенных (криноидных и др.) известняков. Довольно обильная фауна представлена в нижнем ааленеаммонитами *Leioceras opalinum* Rein., *Hammatoceras subinsigne* Opp. и многими другими, в верхнем — *Ludwigia concava* Sow. и др. Встречаются также пелециподы из рода *Mytiloides* (*M. quenstedti* Pcel., *M. amygdaloides* Goldf., *M. dubius* Sow.).

Мощность аалена во всей полосе от Белой до Терека остается небольшой — менее 200 *м*. Она резко возрастает в верховьях Белой и к западу от нее, а также в долине Терека и восточнее.

Своеобразным типом развития характеризуется нижний аален **Дагестана.** В северных и восточных районах Горного Дагестана распространена исключительно мощная (до 4000—5000 *м* в районе Самурского хребта) толща песчаников, массивных, косослоистых, порой довольно грубых. Подчиненное значение имеют алевролиты, черные аргиллиты, горизонты сидеритовых конкреций. На переходе от песчаников к аргиллитам встречаются маломощные прослои и линзы каменного угля, разрабатываемые в южном Дагестане, на основании чего эта толща именуется здесь угленосной.

Основную часть угленосной толщи составляют отложения прибрежной болотно-дельтовой равнины, но в верхах ее роль аргиллитов возрастает и в них появляется фауна аммонитов *Leioceras opalinum* Rein., *Hammatoceras planinsigne* Vacek и др.

В юго-западном направлении нижний аален переходит в монотонную толщу аргиллитов с сидеритовыми конкрециями значительно меньшей мощности. Последнее указывает, очевидно, на некомпенсированное погружение осевой зоны геосинклинали.

В верхнем аалене площадь распространения угленосных осадков резко сокращается и на большей части Дагестана он представлен толщей темных аргиллитов с прослоями алевролитов, нередко глинистых или известковистых, с мергельно-сидеритовыми конкрециями. Чередование аргиллитов и алевролитов иногда носит ленточный характер. В конкрециях встречаются аммониты из рода *Ludwigia*. Мощность верхнего аалена на юге Дагестана достигает почти 1000 *м*.

Значительным своеобразием отличаются также ааленские отложения **Северо-Западного Кавказа** — водораздельной полосы и южного склона до бассейна Мзымты на востоке. Ааленские отложения здесь насыщены продуктами подводной вулканической деятельности — потоками порфиритов, пластами их туфобрекчий в нижней части, туфами кварцевых порфиров, туфоконгломератами и туфобрекчиями в верхах. Имеются также пластовые интрузии кварцевых порфиров. В остальном разрез сложен обычными аргиллитами; в средней части залегает толща флишевого переслаивания аргиллитов и алевролитов. Мощность всей этой вулканогенно-осадочной толщи составляет около 4000 *м*.

В последние годы тоар-ааленские отложения были обнаружены бурением и на крайнем **северо-востоке Предкавказья**, к северу от р. Кумы. Это песчаники, алевролиты, аргиллиты с очень скудной морской фауной пелеципод (*Posidonia, Mytiloides*) мощностью до 400 *м*. Об-

ласть их распространения, по-видимому, соединялась проливом к востоку от Ставрополья с юрским бассейном Северного Кавказа.

Байосский ярус. Верхние горизонты аалена обнаруживают в своем составе признаки обмеления, и на рубеже аалена и байоса, как выяснилось в последнее время, бóльшая часть Северного Кавказа оказалась поднятой выше уровня моря. Особенно резко предбайосские движения проявились в Тырныаузской шовной зоне и к югу от нее, где отдельные блоки были приподняты в виде цепочек скалистых островов и байос местами залегает непосредственно на палеозойском фундаменте (рис. 17).

Перерыв в начале байоса был наиболее длительным в Лабино-Малкинской зоне, где осадконакопление возобновилось лишь в верхнем байосе. В центральном и южном Дагестане и смежных районах

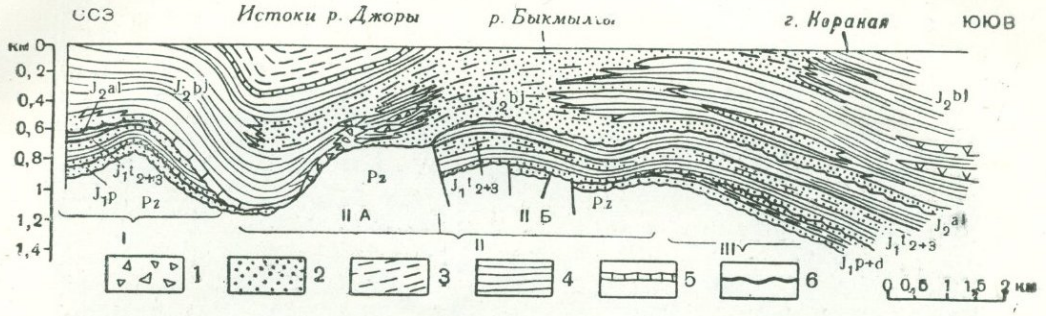


Рис. 17. Фациальный профиль нижне- и среднеюрских отложений на участке восточного окончания Тырныаузской шовной зоны в правобережье р. Чегем. Сост. Д. И. Панов:
I — Южная подзона Лабино-Малкинской зоны; II — Восточное окончание Тырныаузской шовной зоны: А — Хастинская подзона; Б — Джунгусская подзона; III — Восточно-Балкарская зона; 1 — брекчии; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — криноидные известняки; 6 — поверхности размыва

Азербайджана перерыв этот не проявился, и алленский бассейн постепенно сменился байосским. Вместе с тем отложения байоса здесь достигают максимальной мощности — более 2000 *м* — и содержат, при общем преобладании темных аргиллитов, неотличимых от аргиллитов более древних толщ юры, значительное число прослоев алевролитов и песчаников, нередко мощных, но часто залегающих линзовидно. Характерны также глинисто-карбонатно-железистые конкреции, нередко перемытые и сгруженные в горизонтах внутриформационных перерывов.

К западу от р. Аргун байос в основном глинистый; среди глин продолжают встречаться крупные конкреции, а также пласты алевролитов, песчаников и иногда даже гравелитов. Эти крупнообломочные породы приурочены обычно к основанию яруса там, где он залегает трансгрессивно, а в плане наиболее обильно развиты в области поднятий зон Передового и Бокового хребтов, а также по периферии Кисловодского выступа.

Район восточной Балкарии выделяется присутствием в составе отложений байоса (его нижнего подъяруса) значительного количества продуктов вулканической деятельности — лав и пирокластолитов основного (порфириты — спилиты) и среднекислого (ортофиры — альбитофиры) состава. Кроме того, наблюдаются штоки, силлы и дайки габбро-диабазов, диабазов, ортофиров и липаритовых порфиров. До недавне-

го времени этим вулканическим породам приписывался нижнеюрский возраст.

Фаунистически наиболее полно охарактеризован байос Дагестана (рис. 18) и Чечни, где В. П. Казаковой, Н. В. Живаго и Н. В. Безносову удалось расчленить его на зоны (табл. 3).

Батский ярус. В силу своего регрессивного характера и в результате предкелловейского размыва батские отложения пользуются на Северном Кавказе ограниченным распространением; за исключением Дагестана и Чечни, морские батские слои достоверно установлены лишь в долине Кубани и Аксаута и предположительно усматриваются

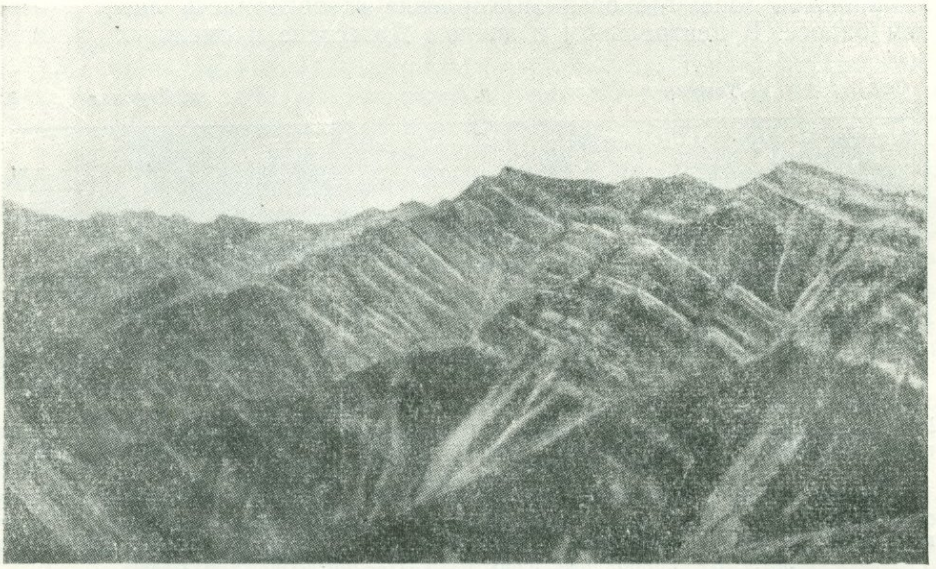


Рис. 18. Среднеюрские отложения Дагестана (на перевале между реками Андийское Койсу и Шаро-Аргун). Фото В. Т. Фролова

в Балкарии и Осетии. При этом фауна аммонитов (табл. 4) указывает на развитие лишь нижнего и отчасти среднего бата; верхний бат, по-видимому, повсеместно отсутствует и на него падает перерыв в осадконакоплении и поднятие всей области. Следует заметить, что батские слои на бóльшей части Дагестана залегают на подстилающих отложениях с размывом.

Литологически батские отложения не отличаются от байосских — это такие же темные глины (аргиллиты) с конкрециями и прослоями алевролитов и песчаников. В верхах разреза последние становятся преобладающими; в них появляются линзы угля; это начало регрессии. Мощность бата достигает 1200 *м;* она максимальна в Чечне.

Предкавказье. В Центральном Предкавказье и в северной части западного Предкавказья юрские отложения отсутствуют; береговая линия ранне- и среднеюрского моря проходила от южной части Ейского п-ова на излучину Кубани у Кропоткина; далее суша образовывала выступ к югу в районе Кисловодска, поворачивая к востоку от Минеральных Вод резко на север вдоль края современного Ставропольского плато. Как указывалось выше, уже в начале лейаса море распространилось в северо-восточном Предкавказье до Манычского прогиба включитель-

Таблица 3

Общее подразделение и характерные ископаемые нижне- и среднеюрских отложений Северного Кавказа (по Г. П. Леонову, Н. В. Безносову, В. П. Казаковой)

Отделы	Хроностратиграфический стандарт			Биостратиграфические подразделения (фаунизоны)	Наиболее характерные ископаемые
	ярус	подъярус	зоны (по Аркеллу, 1956 г.)		
Средний	Батский		*Clydoniceras discus* *Oppelia aspidoides* *Tulites subcontractus* *Gracilisphinctes progracilis*	Не установлены	Единичные *Parkinsonia compressa* Qu., *Lissoceras psilodiscus* Schloenb., *Morphoceras* sp., *Proceri-tes (?)* sp., *Parkinsonia parkinsoni* Sow., близкие к ней виды *Dinolytoceras zhivagoi* Besn., *Partshi-ceras belinskji* Besn.
	Байосский	Верхний	*Zigzagiceras zigzag* *Parkinsonia parkinsoni* *Garantiana garantiana* *Strenoceras subfurcatum*	*Leptosphinctes asinus* *Partschiceras abichi* на территории зап. р. Кубани	*Leptosphinctes asinus* Zatw., *L. leptus* Buckm., *L. ultimum* Kakh. et Zess., *L. gurami* Kakh. et Zess., *Garantiana similis* Zatw., *Partschiceras abichi* Uhlig.
		Нижний	*Stephanoceras humphriesianum* *Otoites sauzei* *Sonninia sowerbyi*	*Stephanoceras humphriesianum*	*Stephanoceras humphriesianum* Sow., *St. scalare* Maska, *Dorsetensia liostraca* Buckm.
	Ааленский		*Ludwigia murchisonae* *Tmetoceras scissum* *Leioceras opalinum*	Не установлены	Единичные *Otoites* sp., *Sonninia* sp., *Hyperlioce-ras discites* Waag., *Hammatoceras enaptetum* Buckm., *Ludwigia* ex gr. *concava* Sow.
				Leioceras sinon, *Lud-wigia tolutaria*	Единичные *Ludwigia murchisonae* Sow., *L. tolu-taria* Dum., *Leioceras sinon* Bayle, *L. acutum* Qu., *Hammatoceras planinsigne* Vac.
				Leioceras opalinum	*Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *L. thomsoni* S. Buckm., *Hammatoceras subinsigne* Opp.
	Тоарский	Верхний	*Lytoceras jurense*	*Dumortieria pseudo-radiosa*	*Dumortieria* sp., *Pleydellia* sp.

Продолжение табл. 3

Отделы	Хроностратиграфический стандарт			Биостратиграфические подразделения (фаунизоны)	Наиболее характерные ископаемые
	ярус	подъярус	зона (по Аркеллу, 1956 г.)		
Нижний	Тоарский	Средний	*Pseudogrammoceras fallaciosum*	*Pseudogrammoceras fallaciosum*	*Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle., *Grammoceras toarciense* d'Orb., *Gr. striatulum* d'Orb., *Polyplectus discoides* Ziet.
			Hildoceras bifrons	*Hildoceras bifrons, Dactylioceras commune*	*Hildoceras bifrons* Brug., *Dactylioceras commune* Sow.
		Нижний	*Harpoceras falcifer Dactylioceras tenuicostatum*	Не установлены	Единичные тонкоребристые *Dactylioceras, Harpoceras exaratum* Young et Bird.
	Домерский		*Paltopleuroceras spinatum*	*Amaltheus depressus*	
			Amaltheus margaritatus		*Amaltheus depressus* Simps., *A. roticularis* Simps., *A. lenticularis* Simps., *A. margaritatus* Montf.
	Плинсбахский		*Prodactylioceras davoei Tragophylloceras ibex Uptonia jamessoni*		Единичные *Uptonia* sp., *Tropidoceras masseanum* d'Orb., *T flandrini* Dum.
	Лотарингский		*Echioceras raricostatum*		Единичные *Oxynoticeras oxynotum* Qu.
			Oxynoticeras oxynotum		
	Синемюрский		*Asteroceras obtusum Euastrenoceras turneri Arnioceras semicostatum*	Не установлены	Присутствие отложений на Северном Кавказе фаунистически не доказано
	Геттангский		*Arietites bucklandi Seamnoceras angulatum Psiloceras planorbis*		

Таблица 4

Распределение видов аммонитов в байосских и батских отложениях Дагестана и Чечни (по В. П. Казаковой)

Хроностратиграфический стандарт			Фаунизоны	Наиболее распространенные виды аммонитов
Батский ярус	Средний подъярус	*Gracilisphinctes progracilis*		Отложения отсутствуют
	Нижний подъярус	*Zigzagiceras zigzag*	Не установлена	Редкие *Parkinsonia compressa* Qu. и *P. ferruginea* Opp., единичные *Morphoceras* ex gr. *macrescens* Buckm., *(?) Procerites* aff. *schloenbachi* Gross.
		Parkinsonia parkinsoni	*Parkinsonia parkinsoni P. eimensis*	Массовое развитие *Parkinsonia* с умеренно инволютной раковиной, единичные *P. compressa*, а также *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *C. achtalense* Redl., *Partschiceras belinskji* Besn., *Pseudophyloceras kudernatschi* Hauer., *Donolytoceras zhivagoi* Besn.
Байосский ярус	Верхний подъярус	*Garantiana garantiana*	*Parkinsonia orbignyana P. subariettis*	Расцвет эволютных *Parkinsonia*, редкие *Calliphylloceras disputabile* Zitt., *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb., *Dinolytoceras zhivagoi* Besn., *Nannolytoceras okribense* Kakh.
		Strenoceras subfurcatum	*Partschiceras abichi, Oppelia subradiata*	*Partschiceras abichi* Uhlig, *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb. *Eurystomyceras polyhelictum* Böckh, *Oppelia subradiata* Sow. единичные *Garantiana* sp. sp., *Caumontisphinctes* sp.
	Нижний подъярус	*Stephanoceras humphriesianum*	*Stephanoceras humphriesianum Dorsetensia liostraca*	Расцвет рода *Dorsetensia*, представленных многими видами, а также *Strematoceras* sp., *Teloceras* sp., *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb., *Thysanolytoceras cinctum* Besn. и др.
		Otoites sauzei	*Otoites sauzei* и крупных *Sonninia*	Редкие представители рода *Otoites, Sonninia* ex gr. *odiera* Waag., *Megalytoceras submetrerum* Besn.
Ааленский ярус		*Sonninia sowerbyi*	*Sonninia sowerbyi, Hyperlioceras diactites*	*Sonninia sowerbyi* Mill,. *Witchellia laeviuscula* Sow., *Hyperlioceras* sp., *Tatrophylloceras subglobosum* Besn., *Megalytoceras kasakovae* Besn., *Valentolytoceras elegans* Besn.
		Ludwigia murchisonae	*Ludwigia concava*	

но. В восточной части этого же прогиба известны песчано-глинистые отложения тоара и аалена с остатками растений и редкой морской фауной пелеципод — *Mytiloides amygdaloides* Goldf. Мощность этих отложений до 400 *м*.

Так как состав тоар-ааленских осадков Дагестана и их фациальная изменчивость говорят о поступлении обломочного материала с севера, надо полагать, что на крайнем юго-востоке Предкавказья в современных низовьях Терека и Сулака, существовала суша, протягивавшаяся в нынешнюю Среднекаспийскую впадину. Трансгрессия же юрского моря к северу осуществлялась через пролив между этой Среднекаспийской сушей и Ставропольским поднятием.

Байос-батские отложения еще шире распространены в северо-восточном Предкавказье, в низовьях р. Кумы и к северу от нее. Это песчано-глинистая толща с растительными остатками и очень скудной морской фауной, не дающей определенного указания на возраст (*Posidonia* sp.), который устанавливается по ее стратиграфическому положению. Мощность осадков достигает 600 *м*.

Южный склон Большого Кавказа и область Закавказского срединного массива. Как отмечалось уже выше, в полосе южного склона Главного хребта наблюдается полный разрез лейаса, связанного непрерывным переходом с триасом. Нижний лейас литологически представлен конгломератами, кварцито-песчаниками, черными глинистыми сланцами с потоками альбитофиров и их туфов, которые выше, по-видимому, уже в среднем лейасе, сменяются порфиритами и диабазами. В остальном средний лейас образован однообразной толщей черных глинистых сланцев. Фаунистически обосновано присутствие синемюрского и домерского ярусов, но разрез фактически непрерывен. Тоарский и ааленский ярусы литологически нераздельны и выражены свитой флишеподобного характера — тонким и правильным чередованием песчаников и алевролитов с хорошо выраженными иероглифами и темных аргиллитов. Фауна скудная: наиболее распространены митилоиды, изредка встречаются аммониты, преимущественно верхнетоарские: *Grammoceras toarcense* d'Orb., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, различные *Dumortieria,* а также ааленская *Ludwigia costosa* Quenst. Мощность тоара-аалена составляет около 1500 *м* на западе и 2500 *м* на востоке.

Байос в верхней части южного склона также является еще терригенным, причем на востоке в нем довольно значительным развитием пользуются песчаники («бурсарчирские песчаники» Военно-Грузинской дороги, «хиналугские песчаники» Азербайджана). Южнее байос переходит в вулканогенную фацию, пользующуюся затем исключительно широким развитием в Закавказье. В Грузии это так называемая порфиритовая серия, достигающая огромной мощности в 3000 *м*. В низах ее эффузивы представлены в основном альбитовыми порфиритами (спилитами) и роговообманково-альбитовыми порфиритами; выше развиты авгит-лабрадоровые и отчасти роговообманковые порфириты. Наряду с лавами большую роль в составе свиты играют туфогенные породы: туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, а также нормально осадочные песчаники и аргиллиты. Последние наряду с туфогенными породами преобладают в верхах байоса.

Фауна порфиритовой свиты позволила И. Р. Кахадзе выделить в ней четыре зоны: 1) *Witchellia laeviuscula,* 2) *Emileia (Otoites) sauzei,* 3) *Witchellia romani,* 4) *Garantia garantiana.* Во второй зоне встречены также *Phylloceras zignoi* d'Orb., *Ph. mediterraneum* Neum., *Ph. he-*

terophylloides Opp., *Stepheoceras freycineti* Bayle, *Sphaeroceras dzirulense* Kakh. и др. В третьей зоне найдены *Lytoceras polyhelictum* Bockh., *Stepheoceras humphriesi* Sow. и др. В четвертой зоне обнаружены *Garantia bifurcata* Ziet., *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *Phylloceras* (*Calliphylloceras*) *abichi* Uhlig, *Oppelia subradiata* Sow., *Perisphinctes martinsi* Orb., *Okribites okribensis* Kakh. и др.

Порфиритовая серия байоса вдоль подножья южного склона протягивается на восток почти до окрестностей Шемахи, выступая по рекам Джаве, Ксани, Арагви, в Кахетинском хребте у сел. Цители-Цхаро, у г. Нухи, в бассейне Геокчая.

Батский ярус в северной части южного склона сохраняет тот же терригенный состав, что и два нижних яруса доггера; в основном это тонкое чередование аргиллитов (глинистых сланцев) и алевролитов мощностью в несколько сот метров.

В области Грузинской глыбы бат развит только локально и имеет регрессивный характер. К нему принадлежит угленосная свита Ткварчельско-Маганского и Ткибульско-Гелатского районов, состоящая в основном из песчаников с пластами угля, отложенных в условиях пресноводных лагун. В основании свиты в Окрибе залегают листоватые сланцы, на севере слагающие весь разрез бата. Ярус охарактеризован флорой, имеющей еще нижнеюрский облик, а также эндемичным представителем семейства *Nayadites—Okribella* Kakh. В западной Абхазии и Сочинском районе бат переходит в морскую фацию с *Lytoceras ilanense* Strem. и *Oppelia fusca* Quenst.

На склонах Дзирульского массива, составляющего наиболее приподнятую часть Грузинской глыбы, разрез лейаса начинается кварцевыми конгломератами и песчаниками (плинсбах?), подстилающими красные зоогенные известняки с фауной домерской внизу и тоарской вверху. По северной периферии массива известняки замещаются песчано-глинистыми образованиями, с домерским *Amaltheus margaritatus* в нижней части и тоарским *Grammoceras toarcense* в верхней. Красные известняки Дзирульского массива содержат обильную фауну аммонитов (рода *Aegoceras, Atractites, Phylloceras, Geyeroceras, Lytoceras, Amaltheus, Arieticeras, Dumortieria, Harpoceras, Lillia, Hammatoceras, Coeloceras*), белемнитов (*Passaloteuthis, Acrocoeloteuthis, Coeloteuthis, Mesoteuthis, Pachyteuthis*), брахиопод (*Rhynchonella, Spiriferina, Waldheimia, Terebratula*), пелеципод (*Mytiloides, Mytiloceramus*), криноидей (*Pentacrinus, Acrochordocrinus*).

На Малом Кавказе отложения лейаса выступают по периферии Храмского и Локского палеозойских массивов, а также по рекам Ахум (Гасансу) и Асрикчай в своде Шамхорского поднятия. На Локском массиве наиболее древние фаунистически охарактеризованные слои принадлежат синемюрскому ярусу. Они начинаются базальным конгломератом и континентальными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, возможно относящимися еще к самому нижнему ярусу лейаса — геттангскому. Собственно синемюрские слои представлены чередованием темных слюдистых песчаников и черных, также слюдистых, аргиллитов с фауной *Oxynoticeras* cf. *haueri* Fuc. В вышележащих слоях той же песчано-аргиллитовой свиты (вверху преобладают аргиллиты) присутствует уже фауна аммонитов плинсбахского (*Tropidoceras massianum* d'Orb.) и домерского (*Amaltheus* sp.) ярусов.

На Храмском и Локском массивах и по рекам Ахум и Асрикчай выше базальной толщи кварцевых конгломератов и песчаников следует свита темных песчанистых аргиллитов с прослоями песчаников, содер-

жащая тоарскую фауну — *Peronoceras fibilatum* Sow., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Dactylioceras* cf. *requinianum* d'Orb. Фаунистически охарактеризованный ааленский ярус установлен на Локском массиве и по рекам Ахум и Асрикчай, где он сложен темно-серыми аргиллитами и слюдистыми песчаниками, содержащими *Lytoceras* cf. *costosum* Quenst., *L.* cf. *opalinum* Rein, *Grammoceras* cf. *fluitasus* Opp., *Hammatoceras subinsigne* Opp. Аналогичные отложения известны и восточнее, до р. Асрикчай, но дальше они уходят под байос.

Байос, как и в западной Грузии, представлен мощной вулканогенной толщей, причем даже последовательность смены эффузий разного состава напоминает отмеченную в Окрибе и прилегающих районах. Характерным отличием является развитие в верхах байоса северо-восточной части Малого Кавказа потоков кварцевых порфиров (плагиопорфиров, альбитофиров) и их туфов, достигающих мощности 1000 *м* вместе с сопровождающими их породами (туфобрекчиями, туфоконгломератами, порфиритами), при мощности подкварцпорфировой вулканогенной толщи до 2000 *м*. Фауна в данной области приурочена лишь к горизонту туфогенов, перекрывающему и прослаивающему кварцевые порфиры. Состав ее указывает на верхний байос (зона P. parkinsoni): *Parkinsonia subarietis* Wetz., *P. planulata* Quenst., *Oppelia subradiata* Sow., *Perisphinctes* cf. *martinsi* d'Orb., *P. defrancei* d'Orb., *Phylloceras mediterraneum* Neum., *Ph. heterophyllum* Opp., *Ph. zignoi* d'Orb.

Батский ярус залегает местами, в частности на Шамхорском поднятии, несогласно на байосе и отличается от последнего преобладанием нормально осадочных пород: песчаников, аргиллитов над туфогенными породами и порфиритами. В составе фауны аммониты (*Oppelia* cf. *subfusca* Quenst.) отходят на второй план, наибольшим распространением пользуются пелециподы: *Lima (Radula) duplicata* Sow., *L. (Limatula) tsonensis* Kakh., *Gervillia aviculoides* Sow., *Chlamys ambigua* Munst., *Entholium (Syncyclonema) spathulatum* Roem. и др. Мощность батских отложений составляет около 1000 *м*.

Среднеюрские образования подобного типа, сравнительно мало изменяя свой характер, развиты на всем пространстве от периферии Локского массива до Кафанского поднятия. Можно лишь отметить уменьшение роли кислых эффузивов верхнего байоса в южном и юго-восточном направлении; впрочем, в Кафанском районе они снова обладают довольно значительной мощностью.

Нахичеванская зона. Здесь в основании юрских отложений несогласно на доломитах верхнего триаса, залегает толща вулканогенных пород — базальтов, диабазовых порфиритов, туфоконгломератов, туфов, а также алевролитов мощностью до 250 *м*. Толща эта относится либо к аалену, либо к самым низам байоса; она согласно сменяется песчаниками, туфопесчаниками и глинами с характерной фауной нижнего байоса: *Sonninia sowerbyi* Mill., *Otoites sauzei* d'Orb., *Stephanoceras*, пелециподами и брахиоподами. Выше залегают глины, сначала алевритовые, затем мергелистые, с обильной аммонитовой фауной верхнего байоса: *Garantia dichotoma* и *Parkinsonia parkinsoni*. Мощность байоса до 150 *м*.

Батские слои согласно следуют в разрезе за байосскими. В нижней части это глинистые известняки и известковистые глины, в верхней — только последние. Фауна по-прежнему обильна; руководящее значение имеют *Phylloceras kudernatschi* Hauer, *Oppelia fusca* Quenst., *Op. aspidoides* Opp., *Lytoceras adeloides* Kud. Мощность до 65 *м*.

Верхний отдел

В конце средней юры на Кавказе наблюдалось значительное оживление восходящих тектонических движений и произошло существенное усложнение плана расположения поднятий и прогибов. Оно выразилось в появлении многочисленных новообразованных поднятий в осевой зоне Большого Кавказа и в северной, Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа. Это привело в свою очередь к разделению относительно единых прежде крупных геосинклинальных прогибов Большого Кавказа и Сомхето-Кафанского на ряд частных прогибов, из которых наиболее интенсивно погружавшимися оказались прогибы в полосе южного склона Главного хребта и обоих его окончаний, т. е. в полосе, являвшейся и ранее осевой для геосинклинали Большого Кавказа.

Область Закавказского срединного массива после значительных опусканий лейаса и байоса в результате батской складчатости и внедрения интрузий снова оказалась консолидированной, в связи с чем осадконакопление на значительной ее части прекратилось, а местами продолжалось в лагунных условиях. По северной окраине массива возникли рифовые постройки. В целом характер осадков почти везде на Кавказе резко изменился по сравнению со средней и нижней юрой; в наименьшей степени это коснулось Малого Кавказа.

В настоящее время верхнеюрские отложения непрерывной моноклинальной полосой выступают вдоль Скалистого хребта Северного Кавказа, от р. Белой на западе до р. Аргун на востоке. В Дагестане выходы их повторяются благодаря складчатости; такая же картина наблюдается на обоих погружениях Большого Кавказа. На южном склоне полоса сложноскладчатых верхнеюрских образований протягивается сначала от р. Туапсе до меридиана Сухуми, а затем, после некоторого перерыва, от верховьев р. Ингури до слияния с выходами верхней юры юго-восточного погружения. Отложения верхней юры распространены и южнее этой полосы, в области так называемой Грузинской глыбы. На Малом Кавказе верхнеюрские отложения развиты вдоль северо-восточного склона от Алавердского района до долины Аракса, а также в Восточном Зангезуре (Кафанский район). В южной части Малого Кавказа верхняя юра отсутствует, кроме келловея в Нахичеванской АССР.

За исключением келловея, в котором почти повсеместно преобладает терригенный материал, в остальном разрезе кавказского мальма господствуют карбонатные породы — известняки, доломиты, мергели. В зоне южного склона нижний мальм выражен преимущественно терригенным флишем, верхний мальм — флишем, в основном карбонатным. На Малом Кавказе к нормально-неритическим осадкам того же типа, что и на Северном Кавказе, примешиваются продукты вулканической деятельности. В кимеридже-титоне в обеих этих областях появляются сульфатные породы; кроме того, довольно широко распространены красноцветы.

На Северном Кавказе и Малом Кавказе верхняя юра, как правило, трансгрессивно и несогласно залегает на средней юре и более древних породах; во флишевых зонах южного склона, наоборот, разрез непрерывен. В целом верхняя юра Кавказа образует хорошо выраженный цикл осадконакопления, начинающийся трансгрессией в келловее, достигающей максимума в оксфорде, и заканчивающийся регрессией в кимеридже-титоне. Местами в конце титона начинается новая трансгрессия.

Стратиграфическая схема верхней юры Северного Кавказа создана в основном трудами В. П. Ренгартена; в последние годы она корректируется исследованиями Г. П. Леонова, Г. А. Логиновой и И. В. Гришиной, но эти работы еще не доведены до конца. В. П. Ренгартену мы обязаны и разработкой стратиграфии верхнеюрского флиша центральной части южного склона. В восточной части южного склона и на юго-восточном Кавказе верхнеюрский флиш расчленен Н. Б. Вассоевичем, В. А. Гроссгеймом, В. Е. Хаиным и Э. Ш. Шихалибейли; на северо-западном Кавказе он изучался А. В. Ульяновым, а в последние годы В. Е. Хаиным, С. Л. Афанасьевым и др. В области Грузинской глыбы

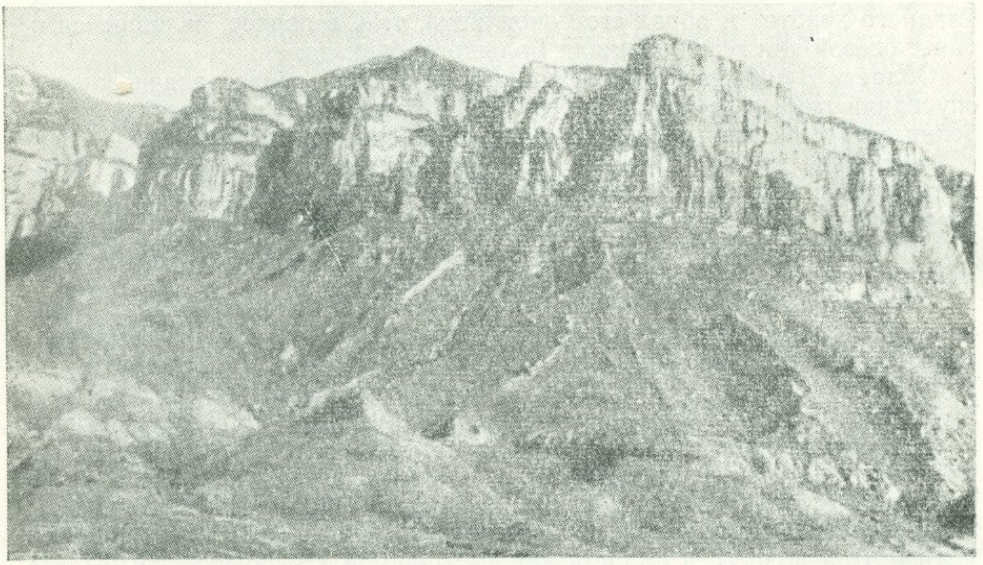


Рис. 19. Налегание карбонатной толщи верхней юры на песчано-глинистую среднюю и нижнюю юру в долине р. Баксан, у пос. Былым. Фото Д. И. Панова

верхняя юра изучена А. И. Джанелидзе, И. Р. Кахадзе, Н. С. Бендукидзе и Н. Г. Химшиашвили; последним автором недавно опубликована интересная монография по верхней юре Грузии и ее фауне. Основы стратиграфии верхней юры Малого Кавказа заложены трудами К. Н. Паффенгольца; существенные дополнения и изменения были внесены в его схему Ш. А. Азизбековым, Л. Н. Леонтьевым, В. Е. Хаиным, а в последнее время М. Р. Абдулкасумзаде — по Азербайджану и Н. Р. Азаряном и В. Т. Акопяном — по Армении.

Осетия и Кабардино-Балкария. Наиболее полный и мощный (почти до 2000 *м*, по Гизельдону) и наилучше фаунистически охарактеризованный разрез верхней юры на Большом Кавказе наблюдается в Осетии и Кабардино-Балкарии (рис. 19). Построен он следующим образом.

Келловей. Внизу песчаники, глинистые, известковистые, железистые, на западе грубые, с конгломератом в основании. Фауна: *Cadoceras elatmae* Nik., *Macrocephalites pila* Nik., *Chamoussetia chamousseti* d'Orb. (нижний келловей). Вверху песчанистые и железистые известняки с богатой фауной головоногих: *Phylloceras flabellatum* Neum., *Hecticoceras punctatum* Stahl., *H. pseudopunctatum* Lah., *Quenstedticeras brasili* Douv., *Quenstedticeras praelamberti* Douv., *Cosmoceras jason* Rein.

и др., а также гастропод, пелеципод, брахиопод, морских ежей, морских лилий, губок и пр. (средний — верхний келловей). Мощность до 50—60 *м*.

Оксфорд. Серые пелитоморфные битуминозные известняки с кремнями, на востоке (Терек-Асса) в значительной степени замещаемые доломитами. Фауна: *Aspidoceras perarmatum* Sow., *Peltoceras* cf. *choffati* Lor., *Sowerbyceras* cf. *tortisulcatum* d'Orb., *Oppelia* aff. *richei* Lor. и др. Мощность до 580 *м*. Выше залегают относившиеся ранее к лузитану кавернозные зернистые доломиты и известняки, оолитовые и псевдоолитовые с *Perisphinctes* cf. *virgulatus* Quenst., *Ptygmatis crassa* Ft., *Pt. pseudobruntrutana* Gemm., var. *valfinensis* Pčel., *Phaneroptyxis subproboscidea* Pčel., *Ph. sulcata* Pčel., *Lima cypris* Lor., *L. cubanensis* Pčel. и др. Мощность до 450—500 *м*.

Кимеридж. Известняки органогенные, обломочные, оолитовые, псевдоолитовые, зернистые, пелитоморфные, прослои доломитов с ископаемыми остатками *Ataxioceras lictor* Font., *Natica hemisphaerica* Roem., var. *orbignyana* Pčel., *Chlamys quenstedti* Blake, *Camptonectes virdunensis* Buk. Мощность до 660 *м*.

Титон (или кимеридж-титон). Известняки оолитовые, псевдоолитовые, органогенно-обломочные, зернистые, пелитоморфные, а также доломиты. В Кабардино-Балкарии, в нижней части разреза мощные линзы гипса (реки Черек, Чегем, Баксан), а южнее известняковые брекчии. Возможно, что гипсоносно-обломочная толща по времени образования отвечает еще кимериджскому веку. Фауна: *Polyptyxis irregularis* Pčel., *Phaneroptyxis obtusiceps* Zitt., *Arca catalunica* Lor., *Exogyra baksanensis* Pčel., *Camptonectes tithonicus* Gemm. et Blasi, *Rhynchonella baksanensis* Moiss. и др. Мощность до 500—600 *м*.

Дагестан. Верхняя юра Дагестана обладает разрезом, несколько отличным от вышеописанного. Нижний келловей развит неповсеместно и представлен пачкой красно-бурых железистых, известковистых или глинистых косослоистых грубозернистых песков с гравием. Средний келловей сложен голубовато-серыми, обычно известковистыми алевролитами с четковидными прослоями известняков, заключающих богатую фауну: *Hecticoceras lunula* Ziet., *Erymnoceras coronatum* Brug., *Aspidoceras diversiforme* Waag., других головоногих, а также множество пелеципод, брахиопод и морских ежей. Верхний келловей представлен песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами с *Hecticoceras pseudopunctatum* Lah., *Peltoceras athleta* Phill., *Cosmoceras subornatum* Kas. и др. Мощность сильно изменчива, достигает 70 *м*.

Оксфорд. Доломиты, нередко кавернозные, доломитизированные известняки, известняки с кремнями. Фауна: *Cardioceras* cf. *cordatum* Sow., *Cardioceras* cf. *vertebrale* Sow. Мощность до 300 *м*. На севере нижняя часть оксфорда выражена кварцевыми песчаниками и песчанистыми доломитами.

Кимеридж-титон. Известняки, большей частью темные, битуминозные и доломиты с пачками гипсов и известняковых брекчий, замещаемые на юге пестроцветной гипсоносной глинистой толщей с пластами известняков, доломитов, мергелей и песчаников. Толща эта практически лишена фауны. Мощность кимериджа-титона до 700—800 *м*.

В полосе, охватывающей центральный и северный Дагестан, Чечено-Ингушетию, Осетию и Кабардино-Балкарию, разрез верхней юры, как уже указывалось выше, является наиболее мощным и полным. В Осетии и Балкарии все ярусы представлены в нормальных морских

фациях, в Дагестане и Кабарде в кимеридже-титоне появляются лагунные образования. Далее, в направлении, с одной стороны, южного Дагестана и, с другой стороны, Прикисловодского района (бассейны Малки, Кумы) наблюдается сокращение мощностей, опесчанивание разреза и выпадение отдельных ярусов. Келловей между Подкумком и Кубанью выражен песчано-гравелитовыми породами, а в ближайших окрестностях Кисловодска отсутствует, как и оксфорд. Кимеридж и титон представлены лагунными осадками — красноцветами с гипсом, известняковыми брекчиями (материал поступал с юга, за счет размыва оксфордских известняков), вверху — известняками. У самого Кисловодска развиты лишь красноцветные грубообломочные континентальные породы (титон?), залегающие на позднегерцинских гранитах (это их перемытая дресва) и подстилающие морской валанжин.

К западу от Прикисловодского района, между Кубанью и Белой, снова наблюдается полный разрез верхней юры, аналогичный разрезам северо-восточного Кавказа: в основном терригенный келловей, известняково-доломитовый оксфорд, с развитием небольших рифов в бассейне Лабы, гипсово-ангидритовый и красноцветный алевролито-глинистый кимеридж-титон. В районе ст. Баракаевской мощность кимеридж-титонской сульфатной толщи достигает 650 *м;* среди нее недавно обнаружены бурением мощные пласты каменной соли.

Предкавказье. В Центральном и Западном Предкавказье верхнеюрские отложения нигде бурением не обнаружены. В Восточном Предкавказье келловейские образования — известковистые песчаники, известняки, доломиты с характерной микрофауной установлены в районе Прикумских поднятий и северо-восточнее в направлении Астрахани. Мощность келловея здесь достигает 120—130 *м*. К северу от Кумы известен и оксфорд, в виде маломощных мергелей. В кимеридже и титоне все Предкавказье было сушей; связь между кавказскими морями и морями Русской платформы прекратилась до начала мелового периода.

Северо-Западный Кавказ. Между реками Белой и Пшехой происходит быстрое изменение литофациального состава верхнеюрских образований (рис. 20). Известняки замещаются глинистыми породами; общий облик осадков приближается к флишевому. Мощность снова становится весьма значительной. Макрофауна почти совершенно исчезает, и расчленение разреза становится возможным в основном по микрофауне.

Чрезвычайно интересно, что отмеченная резкая смена фаций верхней юры — нормально-неритических на флишевые — происходит в полосе субмеридионального простирания, совпадающей с разломами соответствующего направления. В этой полосе с оксфорда до титона включительно развивались крупные, до 800 *м* высотой, рифовые постройки, создающие в совокупности барьерный риф. Южное окончание этого рифа выражено горой Фишт — крайней к западу вершиной Главного хребта, еще несущей оледенение. Рифы образованы кораллами, водорослями, брахиоподами; между ними залегают слоистые известняки с нериneями; на восток от рифов развиты лагунные пестроцветные осадки кимеридж-титона; с запада рифы окаймляются шлейфом известняковых брекчий, которые в свою очередь за р. Пшехой сменяются флишем. На левобережье Пшехи и в бассейне Пшиша во флише еще сохраняются прослои известняковых конгломерато-брекчий — последние отзвуки осыпей склонов рифов. В бассейне Пшехи и Пшиша разрез верхней юры может схематично быть представлен в следующем виде:

Келловей (или келловей-оксфорд). В основном мелкие конгломераты и песчаники с сидеритовым цементом. Выше зеленовато-серые известковистые аргиллиты с тонкими прослоями обломочных известняков, известковистых песчаников, алевролитов и мергелей. Микрофауна: *Epistomina mosquensis* Uhlig, *E.* ex gr. *pentarima* Dain, *Cristellaria* ex gr. *praerussiensis* Mjatl., *C.* cf. *timida* Mjatl., *C. rotulata* Lam., *C.* ex gr. *ovato-ocuminata* Wish., *C. polonica* Wish., *Vaginulina lanceolata* Kub. et Zw. Мощность 500—600 *м*.

Оксфорд (или оксфорд-кимеридж). Породы аналогичного состава, находясь в отдельных пачках в частом и правильноритмичном чередовании, образуют терригенный флиш (р. Пшиш у ст. Навагинской). Микрофауна: *Epistomina stelligeraeformis* Mjatl., *E.* ex gr. *pentorima* Dain, *E. limbata* Kapt.— Tscher, *E.* ex gr. *conica* Terq., *E. crepidula* Dain. Мощность более 750 *м*.

Титон (или скорее кимеридж-титон) начинается конгломератами, в основном известняковыми, нередко грубыми, и залегает местами непосредственно на аалене или байосе. Вышележащая толща напоминает оксфордский флиш, но содержит больше карбонатных пород: белесоватых пелитоморфных известняков, мергелей и иногда обладает в низах красноватой окраской, особенно отчетливо выраженной западнее, по р. Шебшу. Микрофауна: *Nodosaria biloculina* Franke, *N.* cf. *radicula* Linn, *Dentalina communis* d'Orb., *Polymorphina* ex gr. *oolitica* Terq., *Lenticulina magna* (Mjatl.), *L.* ex gr. *russiensis* Mjatl. Мощность более 1000 *м*.

Южный склон Западного Кавказа. Вдоль южного склона, на Черноморском побережье, верхняя юра выражена уже типичным флишем, прослеживающимся от р. Туапсе до р. Мзымты. Флиш этот по литологическим признакам подразделяется на три свиты. Нижняя имеет зеленовато-серую окраску и состоит из ритмичного чередования песчаников, алевролитов и слабокремнистых аргиллитов. Средняя свита обладает в общем аналогичным составом, но отличается пестроцветностью, благодаря наличию прослоев глин красно-коричневой окраски, а также появлением известняковых конгломерато-брекчий в основании. Наконец, верхняя свита представляет собой светлый карбонатный флиш, состоящий из тонкого и правильного чередования обломочных известняков и мергелей. В нижней свите органических остатков пока не найдено; условно она может быть отнесена к келловею-оксфорду. В средней свите обнаружена титонская микрофауна — *Lenticulina magna* (Mjatl.), *L. rotulata* Lam., *Spirillina eliptica* K. et Zw.,— но ее низы, вероятно, относятся еще к кимериджу. Верхняя свита также заключает еще титонскую микрофауну и, по-видимому, относится к верхнему титону; она перекрывается аналогичным карбонатным флишем с фауной валанжина. Общая мощность верхней юры здесь составляет 1200 *м*.

Южный склон Восточного Кавказа. В пределах восточной, Чиауро-Дибрарской флишевой зоны наблюдается два несколько отличных типа разреза — один из них характерен для ее западного отрезка, от Верхней Сванетии до Закатальского района, другой — для восточного отрезка, а также области юго-восточного погружения Большого Кавказа.

На западе келловей выражен мергельно-глинистыми породами, оксфорду-кимериджу отвечает нижняя толща светлого карбонатного флиша, с преобладанием мергелей, а титону и валанжину — верхняя толща светлого карбонатного флиша с преобладанием известняков на севере и мергелей на юге (рис. 21). Эта последняя

толща, низы которой, вероятно, являются еще кимериджскими, нередко заключает в основании конгломераты, что и дает критерий для ее отделения от нижней серии.

На востоке келловей и оксфорд представлены маломощной свитой тонкоритмичного чередования зеленовато-серых кремнисто-глинистых сланцев, известковистых алевролитов и песчаников, с линзовидными прослоями мергелей, а также пропластками кремнистых бентонитов и силицитов. Кимеридж обладает сходным литологическим составом, но отличается присутствием прослоев известняковых конгломератов, на севере переходящих в глыбовые. Титон образует характерный маркирующий горизонт благодаря своей красной окраске — он состоит в основном из темно-красных аргиллитов, несколько более светлых мергелей, алевролитов и песчаников. В северном направлении роль песчаников быстро возрастает и в области юго-восточного погружения Главного хребта, уже на северном склоне, в верхах титона получает развитие мощная толща песчаников (халтанские или кызылказминские песчаники) [1]. Здесь в глинистой пачке низов яруса встречена фауна белемнитов *Conobelus conophorus* Opp., *C. strangulatus* Opp., *C.* cf. *gemmelaroi* Zitt., *C.* cf. *beneckei* Neum. В этой полосе северного борта флишевой геосинклинали так же, как и в Грузии, нижние ярусы мальма выклиниваются и кимеридж или титон трансгредируют на доггер.

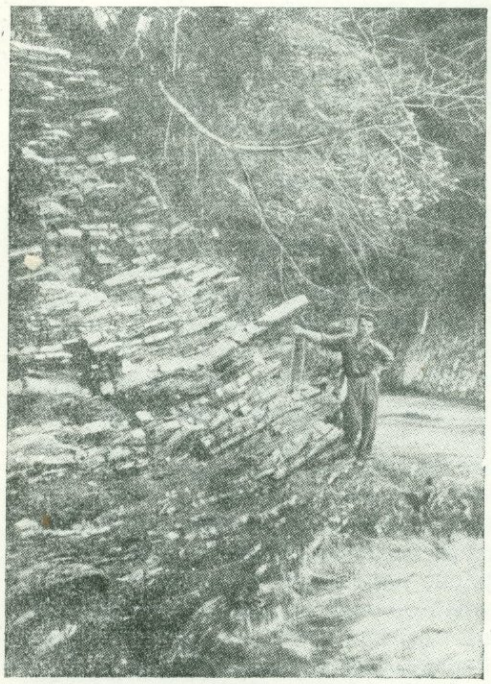


Рис. 21. Титонский флиш в верховьях р. Сочи. Фото М. Г. Ломизе

Абхазско-Рачинская зона. К югу от флишевой геосинклинали в Сочинском районе и западной Абхазии (Гагринский район) вырисовывается зона развития нормально-неритических осадков мальма, несогласно перекрывающих доггер. Последовательность их такова.

Келловей — нижний оксфорд. В основании конгломераты, выше глины и песчаники с *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon., *P. funatus* Opp., *Macrocephalites trasiens* Waag., *M. subcompressus* Waag., *M. colchicus* Djan., *Aequipecten subainaequicostatus* Kas., *Phylloceras isomorphum* Gemm., *Aequipecten fibrasus* Sow. Мощность до 200 *м*.

Верхний оксфорд — кимеридж — титон. Мощная толща массивных, рифогенных, коралловых и водорослевых известняков, слоистых известняков с кремнями, битуминозных, доломитизированных известняков и мергелей, достигающая 1000—1200 *м*. Если не считать

[1] Некоторые азербайджанские геологи (Григорьянц, Алиев, 1960) теперь склонны считать эти песчаники нижневаланжинскими.

кораллов, эта толща бедна определимыми остатками ископаемых; в ней встречены *Pseudomelania beddingtonensis* d'Orb. (лузитан), *Diceras ursicianum* Th. (кимеридж), *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn., *Chlamys quenstedti* Blake (титон).

В южном и восточном направлении эта толща известняков замещается лагунной пестроцветной (в основном красноцветной) песчано-глинистой гипсоносной свитой, развитой в восточной Абхазии, Мегрелии и Окрибе. На уровне кимериджа эта пестроцветная свита наиболее далеко вклинивается в толщу известняков. В районе Кутаиси в пестроцветной свите присутствуют потоки лав ряда: оливиновый базальт — трахибазальт — трахит.

В Рачинской синклинали разрез верхней юры, в общем, очень сходен с западноабхазским. Здесь происходит обратный переход лагунных фаций в морские. Довольно мощная келловейская толща (до 200—300 *м*) носит терригенный характер и заключает богатую фауну всех его подъярусов: *Macrocephalites macrocephalus* Waag., *M. transiens* Waag., *M. subtumidus* Waag., *Cadoceras modiolare* d'Orb., *Perisphinctes pseudopatina* Par. et Bon., *Aequipecten subinaequicostatus* Kas. и др.

Нижний оксфорд. Известковистые и глинистые песчаники, песчанистые известняки с *Lytoceras adeloides* Kud., *Phylloceras empedoclis* Gemm., *Perisphinctes orionoinis* Djan., *P. tressiensis* Djan., *Entolium vitreum* Sow., *E. demissum* (Phill.), *Aequipecten fibrosus* Sow. Мощность невелика, 30—40 *м*.

Верхний оксфорд (лузитан). Массивные коралловые известняки (рифогенные) с *Conexastrea bernensis* Et., *Latimeandra goldfussi* Koby., *Montlivaultia subdispar* Fr., замещаемые в синклиналях слоистыми известняками и мергелями. Мощность до 280 *м*.

Кимеридж — на западе пестроцветная свита, на востоке известняки и мергели мощностью до 230 *м*. Фауна: *Idoceras planula* Hehl., *I. malletanus* Font., *Terebratula inmanis* Zeusch., *Rhynchonella arolica* (Opp.) Waag., *Chlamys arotoplicus* Gemm., *Itieria rugifera* Zitt., *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn., *Ptygmatis quinqueplicata* Gemm. и др. Верхние горизонты слоистых известняков местами относятся к титону. Титонские, а возможно, и более древние рифогенные известняки встречаются вдоль подножья южного склона и далее к востоку — в Кахетинском хребте, у сел. Цители-Цхаро, на гряде Бюргуту к югу от Нухи и затем в виде глыб в более молодых отложениях и обломков в брекчии грязевых вулканов Алятской гряды и островов Бакинского архипелага.

Таким образом, полоса рифовых массивов оксфорд-титонского возраста сопровождает с юга флишевые зоны южного склона почти на всем их протяжении. Максимум развития рифов падает на западе на лузитанское (верхнеоксфордское) время, на востоке, по-видимому, на титонский век.

Сомхето-Кафанская зона Малого Кавказа. В отличие от северного склона и центральной части Большого Кавказа, на Малом Кавказе значительного несогласия между верхней и средней юрой не наблюдается. Однако местами келловей залегает трансгрессивно.

Келловейский ярус мощностью до 300 *м* сложен туфогенными (туфопесчаники, туфобрекчии, туфоконгломераты) и нормально осадочными (аргиллиты, песчаники, изредка гравелиты) породами. Вулканическая деятельность заметно ослабела по сравнению с батом и проявлялась в основном во взрывной форме (частично вулканический

материал может являться переотложенным за счет размыва вулканических толщ доггера). На юго-востоке, в Мартунинском прогибе, келловей переходит в фацию известняков, сливающуюся с такой же фацией оксфорда. Наиболее характерными ископаемыми являются *Macrocephalites macrocephalus* Schoth., *M. tumidus* Rein., *M. subcompressus* Waag., *Hecticoceras* cf. *pseudopunctatum* Lah., *Phylloceras euphylum* Neum., *Ceratomya calloviensis* Kas.

Оксфорд в центральной части северного склона Малого Кавказа отличается от келловея появлением песчанистых известняков, сменяющихся в верхней половине яруса чистыми органогенными известняками и доломитами, имеющими, очевидно, рифогенное происхождение. В западном (Алавердский район) и южном (Зангезур) направлении оксфорд переходит в вулканогенно-осадочную фацию с развитием порфиритов и их пирокластолитов. Мощность яруса достигает 500 *м*. Местами оксфорд залегает трансгрессивно на келловее и более древних образованиях.

Нижний оксфорд выделяется по присутствию *Calliphylloceras manfredi* Opp., *Sowerbyceras protortisulcatum* Pomp., *Euaspidoceras perarmatum* Sow., *Perisphinctes biplex* Sow. Верхний оксфорд содержит: *Ochetoceras canaliculatum* Munst., *Spondylopecten* cf. *spinosus* Schloth., *Plicatula* cf. *quenstedti* Lor., *Terebratula* cf. *rauraca* Roll., *T. subsella* Leym., *Nerinea* cf. *eugeniensis* Pčel., *N.* cf. *sculpta* Etall., *Polyptyxis* cf. *nodosa* Voltz.

Кимериджу соответствует наиболее значительная за всю позднеюрскую эпоху вспышка вулканической деятельности. В связи с этим он слагается преимущественно порфиритами, их туфобрекчиями и туфоконгломератами, распространенными от западных границ Азербайджана до Зангезура. В северной Армении кимеридж представлен в основном осадочными породами — известняками, доломитами[1], а на участке от г. Кировабада до р. Тертер среди вулканогенных пород залегают мощные линзы гипсов, служащие объектом разработки. Мощность кимериджа доходит до 600 *м;* залегает он согласно на оксфорде. Из ископаемых руководящее значение имеет аммонит *Peltoceras transversarium* Quenst., кроме того, в изобилии встречаются брахиоподы и пелециподы кимеридж-титонского возраста.

Титон сложен на большей части зоны органогенными, реже обломочными известняками, но в северной Армении он отсутствует, а в Зангезуре известняки залегают лишь в виде линз среди вулканогенной толщи (порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты). Мощность известнякового титона до 400 *м*, вулканогенного до 700 *м*. Фауна представлена редкими аммонитами: *Protetragonites quadrisulcatum* d'Orb., *Pseudophylloceras* cf. *serum* Opp. и гораздо более обильными рудистами: *Diceras speciosum* Munst., *Matheronia salevensis* Favre, гастроподами: *Phaneroptyxis staszycii* Zeuschn., *Itieria rugifera* Zitt., *Ptygmatis* cf. *dumcensis* Vogdt., брахиоподами: *Rhynchonella baksanensis* Mois., *Terebratula salgirensis* Mois., *Pygope* cf. *janitor* Pict., кораллами и др.

Нахичеванская зона. Разрез юры здесь заканчивается песчаниками с фауной келловея: *Hecticoceras lunuloides* Kil., *Rhynchonella allemanica* Roll., согласно следующими за батом и имеющим очень незначительную мощность. Более молодые ярусы мальма в Нахичеванском прогибе не отлагались.

---

[1] Возможно, что это уже титон

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Нижнемеловые отложения протягиваются непрерывной полосой вдоль северного склона Большого Кавказа и играют существенную роль в строении обоих его погружений — северо-западного и юго-восточного. На южном склоне Главного хребта нижний мел пользуется широким развитием в обеих флишевых зонах и в Абхазско-Рачинской зоне. Верхние горизонты нижнего мела выступают в ядрах антиклиналей Триалетского хребта и принимают участие в строении Иджеванского, Шаумяновского, Мардакертского и Мартунинского прогибов Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа. Нижний мел довольно полно и широко представлен на восточном крыле Кафанского поднятия и обнажается лишь наиболее верхними горизонтами во многих пунктах Севанской и Акеринской зон.

В литофациальном отношении нижний мел Кавказа разнообразен, но отдельные типы отложений выдерживаются на большой площади и являются характерными для определенных стратиграфических горизонтов. Терригенные отложения, в основном глины, пользуются примерно равным распространением с известняками. Для северного склона Большого Кавказа типично полное развитие мелководноморского нижнего мела с преимущественным развитием известняков, зоогенных и оолитовых, в низах — от валанжина до нижнего баррема и песчано-глинистых пород в верхах. Для южного склона характерны карбонатно-флишевые литофации валанжина и терригенно-флишевые — остальной части нижнего мела; разрезы здесь также, как правило, полны и непрерывны. В полосе от Абхазии до Дзирульского массива развит известняковый неоком, причем особенно типична ургонская фация баррема и мергельный апт и альб, с глауконитовыми и туфогенными песчаниками в альбе. В Триалетах в апте и альбе появляются туфогенно-эффузивные образования, которые затем широко распространены на Малом Кавказе, где неоком также выражен вулканогенными накоплениями. Наряду с ними здесь развиты также глины и мергели. В бассейне Базарчая вновь появляется ургонская фация баррема.

При отсутствии перерывов и несогласий внутри нижнемеловой серии (об отдельных исключениях речь будет идти ниже) вся она в целом во многих местах отделена региональными перерывами от верхней юры и верхнего мела. Вследствие усиления восходящих движений на этих геохронологических рубежах, во многих районах либо нижние, либо верхние ярусы нижнего мела отсутствуют — первые потому, что они еще не отлагались, вторые из-за размыва перед позднемеловой трансгрессией.

Нижнемеловые отложения Кавказа, в общем, богаты фауной аммонитов и белемнитов, пелеципод, гастропод, фораминифер, остракод. Фауна носит отчетливо выраженный средиземноморский характер с примесью среднеевропейских и бореальных элементов на Северном Кавказе. Особенно характерны рудисты, появляющиеся в южном Дагестане и широко распространенные в Закавказье. Однако основными руководящими окаменелостями являются аммониты. Зональное деление нижнего мела разработано Т. А. Мордвилко (1939, 1960), В. П. Ренгартеном (1951) и А. Е. Глазуновой для Северного Кавказа, Н. П. Луппо-вым (1952) для северо-западного Кавказа, М. С. Эристави (1955) для Грузии, А. Г. Халиловым (1959) для азербайджанской части Малого Кавказа (табл. 5). В монографиях и работах названных ученых мы на-

Таблица 5

Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений альпийской зоны европейской части СССР

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Индекс	Характерный комплекс фауны
Меловая	Нижний		Верхний	*Pervinquieria inflata*		*Pervinquieria inflata* Sow., *Puzosia communis* Spath, *Anisoceras armatum* Sow., *Turrilites bergeri* Brongn., *Parahibolites pseudoduvalia* Sinz
				Hysteroceras orbignyi		*Hysteroceras orbignyi* Spath, *H. serpentinum* Spath, *Turrilitoides toucasi* Heb. et M. Chal., *Epihoplites gibbosus* Spath.
		Альбский	Средний	*Anahoplites dahestanensis*		*Anahoplites dahestanensis* Glasun, *A burgenensis* Glasun.
				Hoplites dentatus		*Hoplites dentatus* Sow., *H. escranollensis* Spath, *Kossmatella rencurelensis* Lac.
			Нижний	*Leymeriella tardefurcata*		*Leymeriella tardefurcata* Leym., *L. bogdanowitschi* Natzky et Glasun., *L. revili* Jac., *Hypacanthoplites milletianus* d'Orb.
				Hypacanthoplites jacobi		*Hypacanthoplites jacobi* Coll., *H. tscharlokensis* Glasun., *H. nolaniformis* Natz. et Glasun.
				Acanthohoplites nolani		*Acanthohoplites nolani* Seun., *A. trautscholdi* Sim., Bac. et Sor., *A. aplanatus* Sinz., *A. bigoureti* Seun., *A. bergeroni* Seun., *Cheloniceras clansayensis* Jac., *Diadochoceras nodosocostatum* d'Orb., *Thetironia nolani* Mordv.
				Parahoplites melchioris и *Colombiceras tobleri*		*Parahoplites melchioris* Anth., *P. multicostatus* Sinz., *P. maximus* Sinz., *P. schmidti* Jac., *Colombiceras tobleri* Jac., *C. subpeltoceroides* Sinz., *Acanthohoplites aschiltaensis* Anth., *Tetragonites heterosulcatus* Anth., *T. duvali* Rasp., *Ammonitoceras pavlowi* Wass.
		Аптский	Верхний	*Cheloniceras tschernyschewi*		*Cheloniceras tschernyschewi* Sinz., *C. subnodosocostatum* Sinz., *C. martini* d'Orb., *Gargasiceras gargasense* d'Orb., *Colombiceras crassicostatum* d'Orb., *C. caucasicum* Lupp.

Продолжение табл. 5

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Индекс	Характерный комплекс фауны
		Аптский	Нижний	*Deshayesites dechyi*		*Deshayesites dechyi* Papp, *D. deshayesi* Leym., *D. consobrinus* d'Orb., *D. lavaschensis* Kasan. *Dufrenoya furcata* Sow., *D subfurcata* Kasan., *Pseudosaynella bicurvata* Mich., *Ancyloceras abichi* Sim., Bac. et Sor.
				Matheronites ridzewskyi и *Colchidites securiformis*		*Matheronites ridzewskyi* Kar., *M. khwamliensis* Rouch., *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *Cheloniceras albrechtiaustriae* Hoh., *Colchidites securiformis* Sim., *Imerites densicostatus* Renng., *I. favrei* Rouch.
			Верхний	*Heteroceras astieri*		*Barremites strettostoma* Uhl., *B. nemiptychus* Kil., *Heteroceras astieri* d'Orb., *H. obliquatum* d'Orb., *Imerites giraudi* Kil., *Matheronites soulieri* Math., *Silesites seranonis* d'Orb., *Pulchellia ouachensis* Coq., *Litschkovitrigonia inguschensis* Renng., *Lotrigonia abichi* Anth., *L. naltschikensis* Mordv., *Pseudocallistina guli* Karak., *Neithea daghestanensis* Renng., *Ptychomya elongata* Anth., *Requienia gryphoides* Math., *Mesohibolites elegans* Schwetz., *M. uhligi* Schwetz.
		Барремский				
			Нижний	*Holcodiscus caillaudi*		*Holcodiscus caillaudi* d'Orb., *H. gastaldi* d'Orb., *Spitidiscus seunesi* Kil., *Emericiceras emerici* Lev., *Pulchellia compressissima* d'Orb., *Barremites tenuicinctus* Sar. et Schond., *B. psilotatus* Uhl.
				Pseudothurmannia angulicostata		*Pseudothurmannia angulicostata* d'Orb., *P. stanislasi* Torc., *Simbirskites kovalewskii* Pavl., *S. decheni* Roem., *Crаspedodiscus discofalcatus* Lah.
		Готеривский	Верхний	*Crioceratites duvali* и *Speetoniceras subinversum*		*Crioceratites duvali* Lev., *C. nolani* Kil., *C. sablieri* Ast., *Aegocrioceras seeleyi* Neum. et Uhl., *Speetoniceras subinversum* M. Pavl., *S. versicolor* Trd., *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Lor., *Discoidea karakaschi* Renng., *Hibolites longior* Schwetz., *Trigonia carinata* Ag., *Exogyra subsinuata* Leym., *E. tuberculifera* Koch. et Dunk., *Panopea neocomiensis* Leym., *Pholadomya gigantea* Sow., *Sphaera corrugata* Sow., *Terebratula acuta* Quenst., *Toxaster retusus* Desor.

Продолжение табл. 5

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Зона	Индекс	Характерный комплекс фауны
		Готеривский		*Acanthodiscus radiatus*		*Acanthodiscus radiatus* Brug., *Lyticoceras planicosta* Koen., *L. bifalcatum* Koen., *Oosterella cultrata* d'Orb., *Leopoldia leopoldi* d'Orb., *L. castellanensis* d'Orb.
			Нижний	*Olcostephanus astieri*		*Olcostephanus astieri* d'Orb., *Polyptychites euryptychoides* Spath. *Dichotomites bidichotomus* Leym., *Neocraspedites grotriani* Weerth.
		Валанжинский	Средний и верхний			*Thurmanniceras thurmanni* Pict., *Kilianella roubaudi* d'Orb., *Neocomites neocomiensis* d'Orb., *N. trezanensis* Lory, *Lamellaptychus didayi* Coq., *Conobelus conicus* Bl.
						Pseudobelus bipartitus Bl., *Leviathania guerassimovi* Pčel., *Natica allaudiensis* Math., *N. kokluzensis* Pčel., *Nerinea upensis* Pčel., *Phanerophyxis valanginensis* Pčel., *Lima etaloni* P. et C., *Trigonia guerassimovi* Mordv., *Septaliphoria guerassimovi* Mois., *Rectithyris moisseevi* Weber, *Terebratulina arguinensis* Mois., *Aucella crassicollis* Keys., *Toxaster granosus* d'Orb.
			Нижний	*Subthurmannia boissieri*		*Subthurmannia boissieri* Pict., *Euthymiceras Pict., E. transfigurabilis* Bogosl., *Rjasanites rjasanites* Wenetz., *Negreliceras negreli* Math., *Berriasella pontica* Ret., *B. subchaperi* Ret., *Neocomites retowskyi* Sayn., *Myophorella loevinson-lessingi* Renng., *Modiola montmolini* Pict. et Camp., *Aucella volgensis* Lah., *Zeilleria abchasica* Nutz., *Z. cegemensis* Mois., *Lima dubisiensis* Pict. et Camp., *Arcomytilus couloni* Marcou

ходим основные данные по нижнему мелу Кавказа. Следует отметить также работы М. П. Кудрявцева по валанжину Дагестана, И. А. Конюхова, В. Б. Оленина и А. М. Серегина по литологофациальной изменчивости нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Предкавказья и недавнюю статью В. Л. Егояна (1959) с новыми данными по нижнему мелу северо-западного Кавказа. Новые материалы по центральной части северного склона Большого Кавказа получены в последние годы В. В. Друщицем, а по Абхазии — этим же автором совместно с В. Б. Олениным и Б. А. Соколовым.

Перейдем к рассмотрению нижнемеловых образований отдельных районов.

Северный склон Большого Кавказа — центральная часть (от р. Белой до р. Камбилеевки). Три разреза считаются классическими для всего Северного Кавказа — разрез Кисловодска (особенно детально изучен Т. А. Мордвилко); разрез окрестностей Нальчика (подробно описан В. П. Ренгартеном) и им же изученный разрез долин Ассы и Камбилеевки.

Во всех этих разрезах валанжин сложен в основном известняками; в Кисловодске заметно доломитизированными, органогенными, обломочными, оолитовыми, псевдоолитовыми, с фауной главным образом гастропод из родов *Natica (N. guerassimovi* Pčel.), *Nerinea (N. subfunifera* Pčel.) и пелеципод из родов *Grammatodon, Trigonia, Pholadomya, Gervillia* и др.; присутствует также аммонит *Thurmannia* и др. В Нальчике так представлены только средний и верхний валанжин, в то время как нижний валанжин (берриас) выражен весьма примечательной пачкой мергелей с фауной аммонитов: *Spiticeras (Negreliceras) negreli* Math., *Berriasella rjasanensis* (Ven.) Nik., *B. subrjasanensis* Nik., *Thurmannia* cf. *boissieri* Pict., *Acanthodiscus transfigurabilis* Bogosl.

Готерив образован пачкой серых рыхлых мергелистых песчаников с прослоями твердых известковистых песчаников в Нальчике и железистых известняков-ракушечников в Кисловодске. Богатая фауна дает возможность легко выделить нижний и верхний подъярусы готерива. В нижнем готериве присутствуют из головоногих: *Acanthodiscus radiatus* Brug., *Polyptichites (Dichotomites) bidichotomus* Leym., *Nautilus neocomiensis* d'Orb., из брюхоногих: различные *Pleurotomaria,* из пелеципод: *Exogyra subsinuata* Leym., *Trigonia, Cyprina, Panopaea, Gervillia, Modiola, Cucullaea* и другие; плеченогие морские ежи: *Toxaster complanatus* Agass., *T. granosus* d'Orb. В верхнем готериве отмечены следующие головоногие: *Leopoldia leopoldi* d'Orb., *Crioceratites nolani* Kil., а также другие моллюски, черви *(Serpula),* иглокожие, губки.

В барреме Нальчикского разреза развиты также преимущественно мергелистые песчаники: серые, желтые и красноватые с прослоями более крепких известковистых песчаников и песчанистых известняков. В Кисловодске баррем сложен чередованием железистых оолитовых известняков и глинистых песчаников, верхний баррем — красными железистыми известковистыми песчаниками («Красные камни» Кисловодского парка) с прослоями серо-зеленых глин. В нижнем барреме встречена фауна головоногих *Desmoceras renevieri* Kar., *Simbirskites subinversus* M. Pavl., *Craspedodiscus narzanensis* Renng. и другие; различные *Pleurotomaria* из брюхоногих; пелециподы (представители родов *Trigonia, Cucullaea, Sphaera, Astarte, Exogyra, Panopaea);* плеченогие, а также черви, иглокожие, губки. В верхнем барреме обнаружены *Costidiscus recticostatus* d'Orb., *Lytoceras simpheropolitanum* Kulj.-Vor., *Tetragonites crebrisulcatus* Uhl. (Нальчик),

Crioceras barremense Kil., *Cr. plicatum* Koen., *Ancyloceras trispinosum* Koen., *Heteroceras astieri* d'Orb. (Кисловодск) и другие аммониты, пелециподы, гастроподы, брахиоподы и т. д.

В апте распространены в основном рыхлые мергелистые и глинистые песчаники. Среди них имеются прослои глауконитовых песчаников, твердых известковистых песчаников и песчанистых известняков-ракушечников, а в Нальчике — конкреции крепких мергелей и песчанистых известняков. В основании яруса в Нальчике отмечены желваковые фосфориты. По фауне аммонитов четко выделяются два подъяруса — нижний (бедульский) с *Cheloniceras cornueli* d'Orb., *Ch. albrechtiaustriae* Uhl., *Ch. seminodosum* Sinz., *Deshayesites dechyi* Papp., *D. weissi* Neym. et Uhl., *Costidiscus recticostatus* d'Orb. и верхний (гаргазский) с *Uhligella zurcheri* Jac. et Tobl., *Parahoplites melchioris* Anth., *Acanthoplites abichi* Anth., *Ac. aschiltaensis* Anth., *Ac. tobleri* Jac. Мощность 200 *м*.

Альб в своей нижней части, так же как и апт, сложен мергелистыми песчаниками, в толще которых в районе Кисловодска наблюдаются прослои и линзы известковистых глауконитовых песчаников и ракушечников, а близ Нальчика темных песчанистых глин и шаровые конкреции мергелей. Из фауны встречаются характерные для клянсейского подъяруса *Acanthoplites nolani* Seun., *Ac. abichi* Anth., *Ac. jacobi* Coll., *Ac. trautscholdi* Sim., Bac., Sor., *Ac.* cf. *uhligi* Anth., в Кисловодске также ископаемые среднего альба — зоны *Leymeriella tardefurcata*.

Верхний альб выражен чрезвычайно характерными черными слабоизвестковистыми глинами с *Hoplites dentatus* Sow., *Douvilleiceras mammilatum* Schloth., *Neohibolites minimus* List. (дентатовая зона) и *Pervinquieria inflata* Sow., *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina gryphaeoides* Sow. вверху (инфлятовая зона — вракономский подъярус). В обеих зонах распространен *Inoceramus concentricus* Park. Общая мощность альба 120—140 *м*.

Общая мощность нижнего мела в центральной части Северного Кавказа составляет 600—1150 *м*. К западу от Кисловодска, в бассейне Кубани, происходит быстрое сокращение мощности нижнемеловой толщи, и из разреза последовательно выпадают ярус за ярусом (снизу), пока, наконец, на реках Большой Лабе и Ходзи альб не налегает непосредственно на юру. Одновременно грубеет состав осадков и в неокоме появляются конгломераты. Мощность отдела снижается здесь до 250—300 *м*. Связано это с тем, что полоса нижнемеловых отложений северного склона между Кубанью и Белой пересекает зону поперечных поднятий (Адыгейский выступ).

К востоку от Нальчика характерный для центрального участка разрез нижнемеловых отложений сохраняется без существенных изменений вплоть до долин рек Ассы и Камбилеевки, где В. П. Ренгартеном (1931) был составлен еще один исключительно детальный разрез нижнего мела. Можно отметить лишь увеличение роли глин в верхах апта и низах альба и некоторое возрастание мощности (до 1100—1400 *м*).

Восточный участок северного склона (Дагестан и зона Шахдага). Восточнее, в Дагестане и на крайнем северо-востоке Азербайджана, в зоне Шахдага, происходит уже более заметное изменение состава пород нижнего мела, выражающееся в значительном развитии известняков в неокоме и вытеснении ими песчаников. Мергельная пачка нижнего валанжина исчезает, и весь (?) валанжин представлен известняками — светлыми, пелитоморфными, органогенными или оолитовыми, со скудной фауной гастропод, пелеципод, брахиопод и ежей.

Готерив на юге выражен также почти сплошными известняками, которые в центральном и северном Дагестане выделяются в виде двух обособленных пачек, залегающих среди глинистых и мергелистых песчаников и глин (рис. 22). Фауна довольно скудная и состоит главным образом из устриц: *Exogyra tuberculifera* Koch. et Dunk., *Ex. etalloni* Pict. et Camp., брахиопод и морских ежей *(Toxaster complanatus* Agass. и др.).

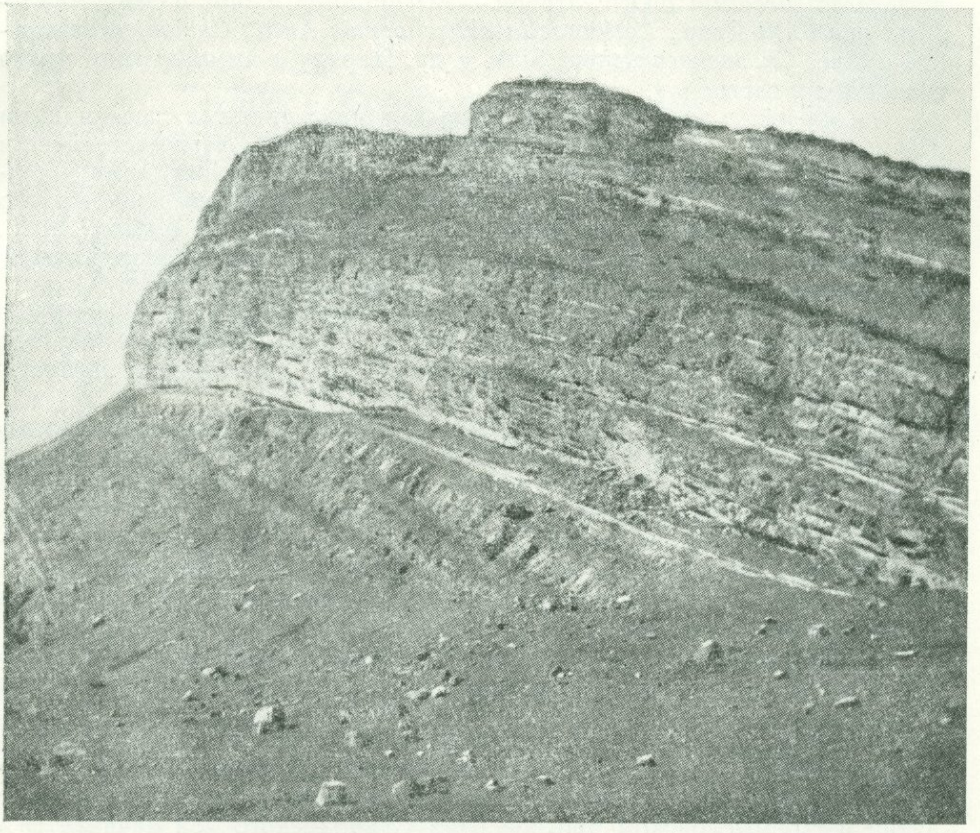


Рис. 22. Неокомские отложения, трансгрессивно залегающие на титоне по р. Чирахчай (Южный Дагестан). Фото И. А. Конюхова

Нижнему баррему отвечает новая мощная пачка известняков, подобно известнякам готерива, в основном зоогенных или оолитовых. Среди фауны преобладают пелециподы: *Panopaea gurgitis* Brongn., *Neithea atava* d'Orb., *Alectryonia rectangularis* Roem., *Exogyra subsinuata* Leym., *Requienia gryphoides* Math., а также брахиоподы: *Terebratula sella* Sow., *Zeilleria tamarindus* Sow., *Rhynchonella lata* d'Orb., *Rh. multiformis* Roem. Известняковая толща валанжина — нижнего баррема играет большую роль в сложении горного рельефа так называемого «известнякового Дагестана» благодаря своей денудационной устойчивости и участию в строении целой системы складок.

Верхний баррем Дагестана состоит в основном из рыхлых мергелистых песчаников, на севере глауконитовых, с прослоями твер-

дых известковистых песчаников и песчанистых известняков. Фауна, в общем, мало отличается от нижнебарремской.

Апт сложен также мергелистыми песчаниками, среди которых в верхнем подъярусе выделяются конкреции песчанистого известняка, заключающие крупные аммониты.

Фауна аммонитов позволяет различать бедульский и гаргазский подъярусы. Первый характеризуется *Cheloniceras cornueli* d'Orb., *Ch. seminodosum* Sinz., *Deshayesites dechyi* Papp., *D. weissi* Neum et Uhl., *Acrioceras furcatum* d'Orb; второй — *Tetragonites duvali* d'Orb., *Phylloceras guettardi* Rasp., *Latidorsella akuschaensis* Anth., *Cheloniceras martini* d'Orb., *Ch. tschernyschevi* Sinz. и др. Наряду с аммонитами много пелеципод и гастропод.

Нижний альб выражен рыхлыми мергелистыми песчаниками и темно-серыми песчанистыми глинами с весьма примечательными обычно шарообразными и нередко очень крупными конкрециями песчанистого известняка. Последние заключают обычную фауну клянсейского горизонта: *Phylloceras velledae* Mich., *Cheloniceras bigureti* Sinz., *Acanthoplites nolani* Seunes, другие *Acanthoceras* из аммонитов, а также разнообразных гастропод, пелеципод и брахиопод.

Средний альб Дагестана — это темно-серые мягкие мергели и почти черные глины с прослоями твердого более светлого мергеля с *Puzosia mayori* d'Orb., *Hoplites dentatus* Sow., *Neohibolites stylioides* Renng., *Inoceramus concentricus* Park.

Верхний альб представлен чередованием черных и светлых мергелей с *Pervinquieria inflata* Sow., *Neohibolites stylioides* Renng., *Aucellina parva* Stol., *A gryhaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park.

Общая мощность нижнего мела Дагестана 900—1250 *м*. В восточной части южного Дагестана валанжин и готерив выклиниваются и баррем залегает непосредственно на средней юре; в зоне Шахдага неоком развит полно, а апт и альб почти целиком размыты перед и во время позднемеловой трансгрессии.

Предкавказье. В отличие от верхней юры, нижний мел распространен в Предкавказье почти повсеместно, но максимальным развитием пользуются его верхние горизонты — апт и особенно альб. К концу альба все Предкавказье, за исключением небольшого острова к северу от Ставрополя, было покрыто морем. Разрез нижнего мела наиболее полный и мощный в Восточном Предкавказье; в Прикумской зоне поднятий и Промысловском прогибе вала Карпинского он начинается с готерива или баррема; в последнее время верхи неокома отмечены и в Западном Предкавказье. Литологически и фаунистически нижнемеловые отложения Предкавказья сходны с таковыми центральной части северного склона Кавказа; в готериве — барреме развиты глины, пески и известняки; апт и альб состоят из глин и кварцево-глауконитовых песков и алевролитов. Эти песчано-алевролитовые породы служат вместилищем крупных залежей газа (Ейско-Березанская зона поднятий) и на востоке, в Прикумском районе — нефти. Местами они залегают непосредственно на палеозойском фундаменте (рис. 23).

Юго-восточное погружение Большого Кавказа. К югу от зоны Шахдага получают развитие фации нижнего мела, носящие переходный к флишу или даже флишевый характер.

Валанжин здесь представлен мощной толщей глин с прослоями мергелей, глинистых известняков и глыбовых конгломератов на севере (грубый флиш) и флишевым чередованием песчанистых обломочных известняков, пелитоморфных известняков и известковистых глин на юге.

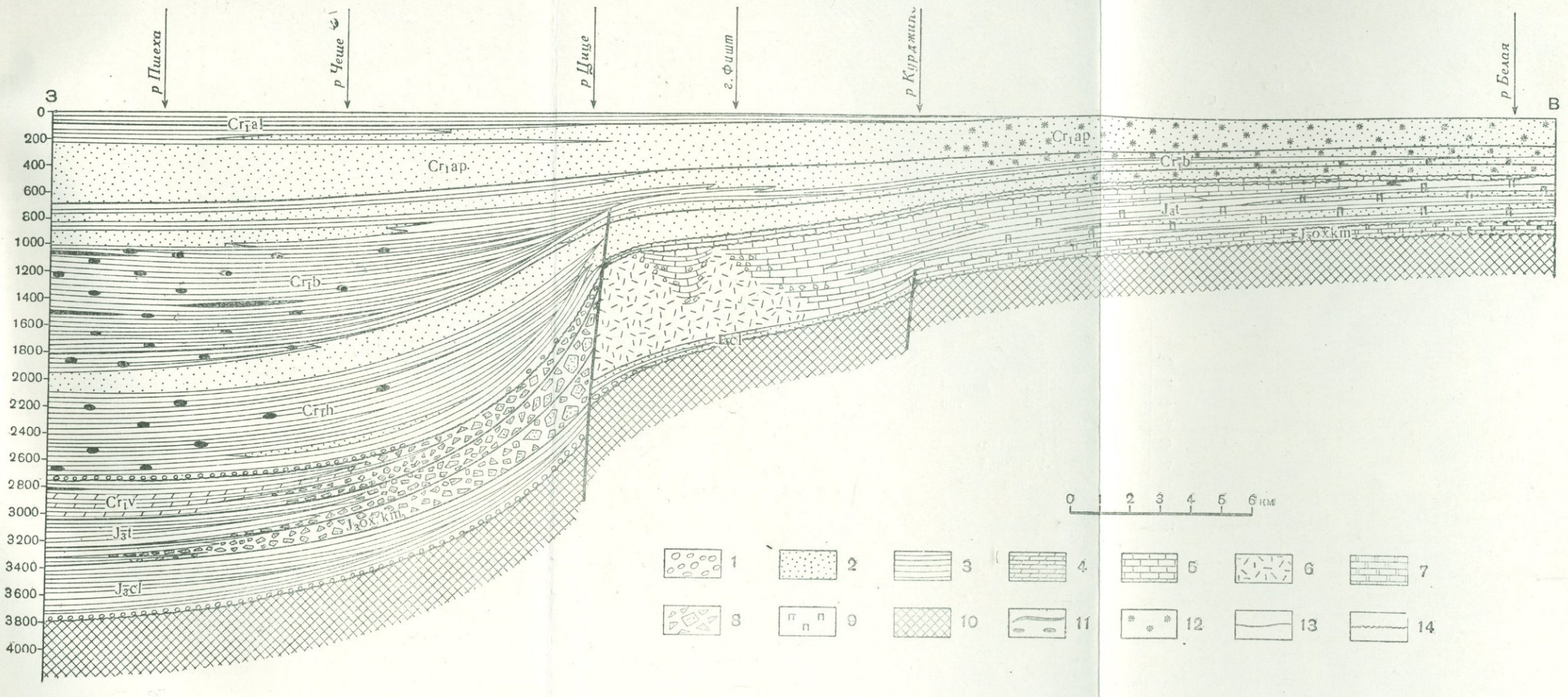


Рис. 20. Фациальный профиль верхнеюрских и нижнемеловых отложений междуречья рек Белой и Пшехи. Составили В. Е. Хаин, Ю. К. Бурлин, М. Г. Ломизе: 1 — конгломераты; 2 — песчаники, алевролиты; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — известняки оолитовые, органогенно-обломочные и пелитоморфные; 6 — рифогенные известняки; 7 — доломиты; 8 — известняковые брекчии, конгломерато-брекчии, гравелиты и песчаники; 9 — пестроцветные отложения; 10 — подстилающие отложения; 11 — прослои и конкреции сидеритов; 12 — глауконит; 13 — согласные стратиграфические контакты; 14 — поверхности размыва

Зак. 287. 92—93

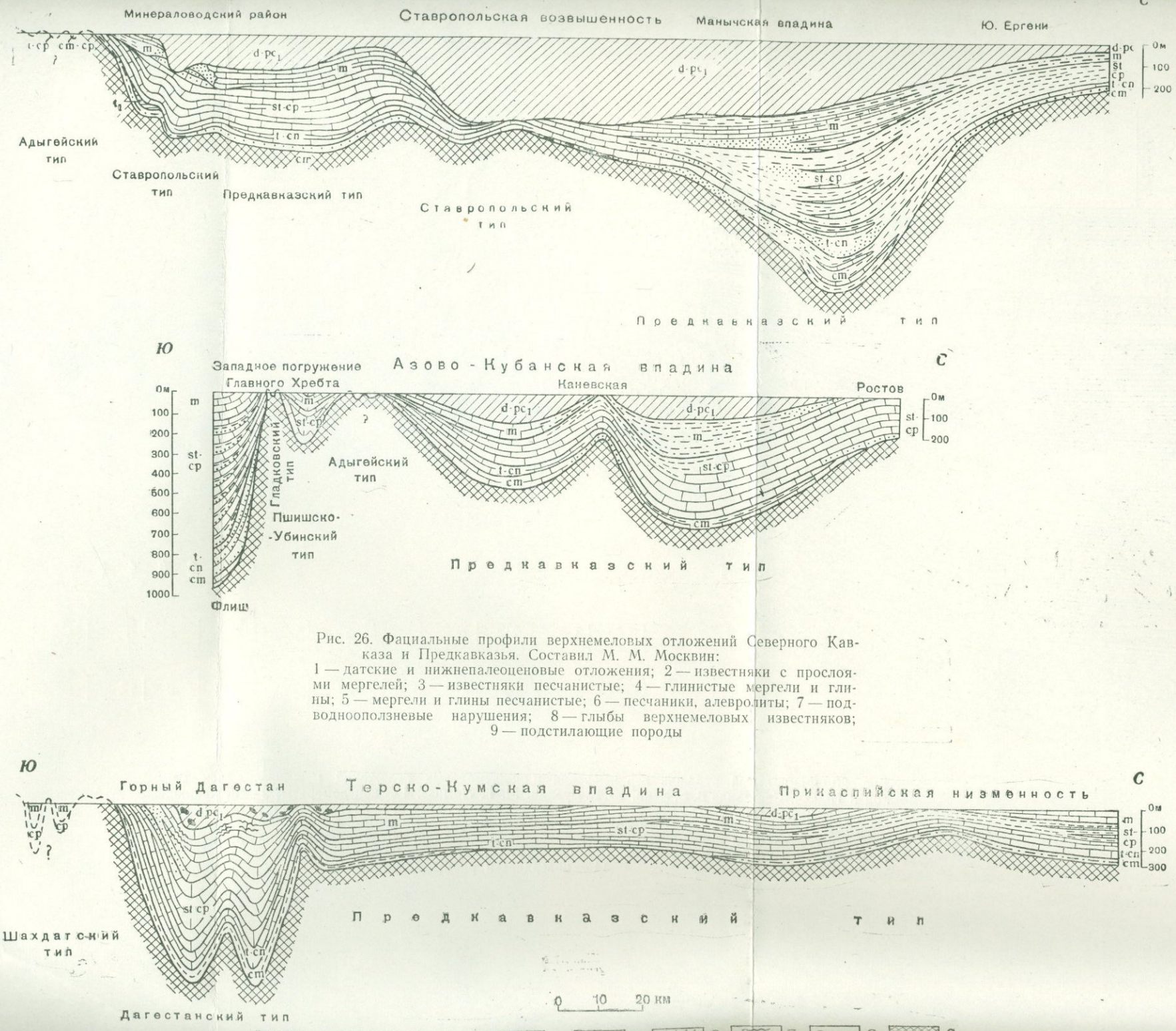


Рис. 26. Фациальные профили верхнемеловых отложений Северного Кавказа и Предкавказья. Составил М. М. Москвин:
1 — датские и нижнепалеоценовые отложения; 2 — известняки с прослоями мергелей; 3 — известняки песчанистые; 4 — глинистые мергели и глины; 5 — мергели и глины песчанистые; 6 — песчаники, алевролиты; 7 — подводнооползневые нарушения; 8 — глыбы верхнемеловых известняков; 9 — подстилающие породы

В северной «фации» мергели низов валанжина (берриас) содержат богатую фауну аммонитов: *Spiticeras (Negreliceras) negreli* Mather., *Berriassella callisto* d'Orb., *B. pontica* Ret., *B. subchaperi* Ret., *B. subrichteri* Ret., *Protacanthodiscus* cf. *transfigurabilis* Bogosl. (форма, характерная для рязанского горизонта Русской платформы), *Neocomites occitanicus* Opp. и др.

Готериву отвечает мощная толща темных слабоизвестковистых глин с конкрециями и линзами сидеритов и анкеритов; она напоминает «нижнюю сидеритовую свиту» северо-западного Кавказа и заключает на севере прослои глыбовых конгломератов. Из фауны встречены *Crioceratites* cf. *nolani* (Kil.) var. *biassalensis* Lupp., *Lamellaptychus angulicostatus* Pict. et Lor., *Duvalia crimica* Kar., *Pseudobelus bipartitus* Blainv. и др.

Баррем также сложен глинами, но более светлыми, заметно известковистыми, с тонкими прослоями мергелей, оолитовых и зоогенных известняков. Фауна значительно более обильная, чем в готериве, но мелкорослая («лилипутовая», по выражению К. И. Богдановича); она представлена *Phylloceras infundibulum* d'Orb., *Lytoceras anisoptichum* Uhlig, *Itieria truncata* P. et C., *Exogyra minos* Coquand, *Ex. tuberculifera* Koch. et Dun., *Alectryonia rectangularia* Roem., *Panopaea* cf. *gurgitis* Brongn. var. *prevosti* Leym. и др. Местами встречаются небольшие банки рудистов: *Requienia, Monopleura, Caprina, Agria.*

Нижний апт отличается литологически от баррема лишь присутствием крупных мергельных и мергельно-известняковых септарий. В нем встречены характерные белемниты: *Mesohibolites beskidensis* Uhlig, *M.* cf. *moderatus* Schwetz., *Neohibolites ewaldi* Stromb., *N. clava* Stolley и др. В верхах нижнего апта появляются коричнево-красные глины.

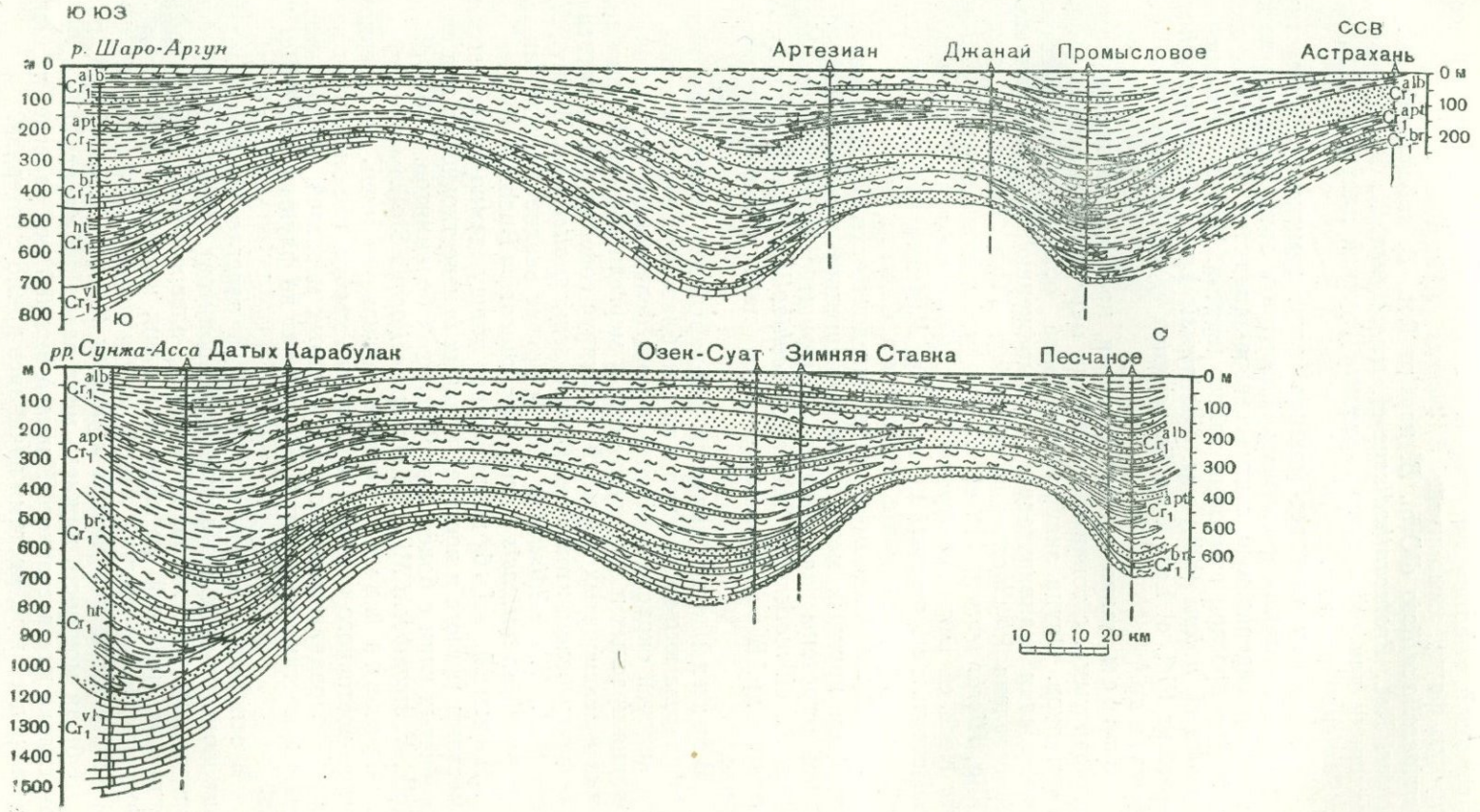
Верхний апт является маркирующим горизонтом нижнемелового разреза юго-восточного Кавказа благодаря своей пестрой, в основном красной окраске и обилию фауны белемнитов. Он состоит из чередования красных и зеленовато-серых мергелистых глин с прослоями розовых и зеленоватых мергелей. Подъярус содержит количественно богатую фауну белемнитов: *Neohibolites semicanaliculatus* Blainv., *N. wollemani* Stol., *N. ewaldisimilis* Stol. и другие неохиболиты, а также ауцеллин: *Aucellina aptiensis* Pomp., *Auc. caucasica* Buch.

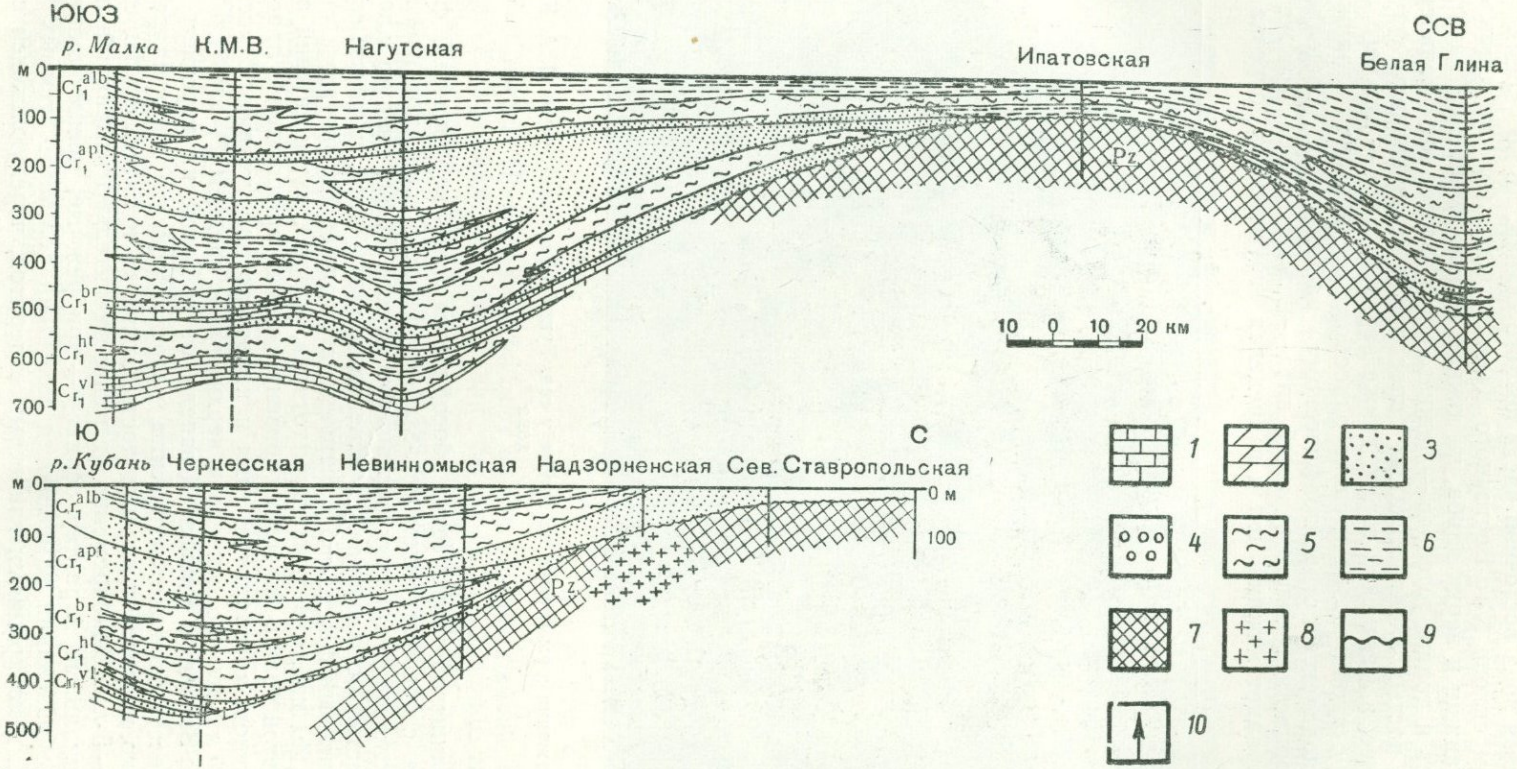
Нижний альб представляет толщу темно-серых, зеленоватых и местами (на юге и востоке) красных неизвестковистых или слабоизвестковистых глин с более редкой фауной белемнитов: *Neohibolites minor* Stoll., *N. strombecki* Mill., *N. strombeckiformis* Stoll.

Средний альб отчетливо выделяется лишь на северном склоне юго-восточного окончания Главного хребта, где он состоит из флишевого чередования зеленых глин, светлых мергелей, алевролитов, песчаников и местами гравелитов и содержит из фауны *Neohibolites minimus* List.

В основании верхнего альба залегает примечательный горизонт кюлюлинских песчаников (алевролитов). Выше следует флишевое чередование гравелитов, песчаников, алевролитов, пелитоморфных известняков, мергелей, аргиллитов и глин; имеются прослои килов. Из фауны наиболее обычны *Aucellina gryhaeoides* Sow., наряду с которыми встречаются *Neohibolites stylioides* Renng., *N. subtilis* Krimh. и др.

Общая мощность нижнего мела здесь достигает 3000 *м*. На северном склоне юго-восточного Кавказа нижний мел залегает трансгрессивно на средней юре, местами начинаясь прямо с готерива.


Ю ЮЗ
р. Шаро-Аргун
Артезиан
Джанай
Промысловое
ССВ
Астрахань
м 0
100
200
300
400
500
600
700
800
alb
apt
br
ht
vl
Cr1
Ю
0 м
100
200
рр. Сунжа-Асса
Датых Карабулак
Озек-Суат
Зимняя Ставка
Песчаное
С
м 0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000
1200
1300
1400
1500
0 м
100
200
300
400
600
600
10 0 10 20 км



(Рис. 23. Литофациальные профили нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Предкавказья. Составил А. М. Серегин.
1 — известняк; 2 — мергель; 3 — песчаник; 4 — конгломерат и галька; 5 — алевролит; 6 — глина; 7 — палеозойские отложения; 8 — интрузивные кристаллические породы; 9 — граница размыва; 10 — опорные и разведочные скважины

Флишевая зона восточной части южного склона. В то время как на северном склоне Юго-Восточного Кавказа флишем представлены только валанжин и верхи альба, на южном склоне флишевый характер приобретает и толща готерива — нижнего апта, благодаря появлению тонких, но частых алевропесчаных прослоев и исчезновению фауны, а еще южнее, в Лагичских горах, также верхнего апта — нижнего альба. Разрез становится значительно однообразнее и выше валанжина с трудом поддается стратиграфическому расчленению. Выделяется лишь пестроцветная толща верхнего апта — нижнего альба. Тот же характер сохраняет нижний мел и в пределах грузинского отрезка во-

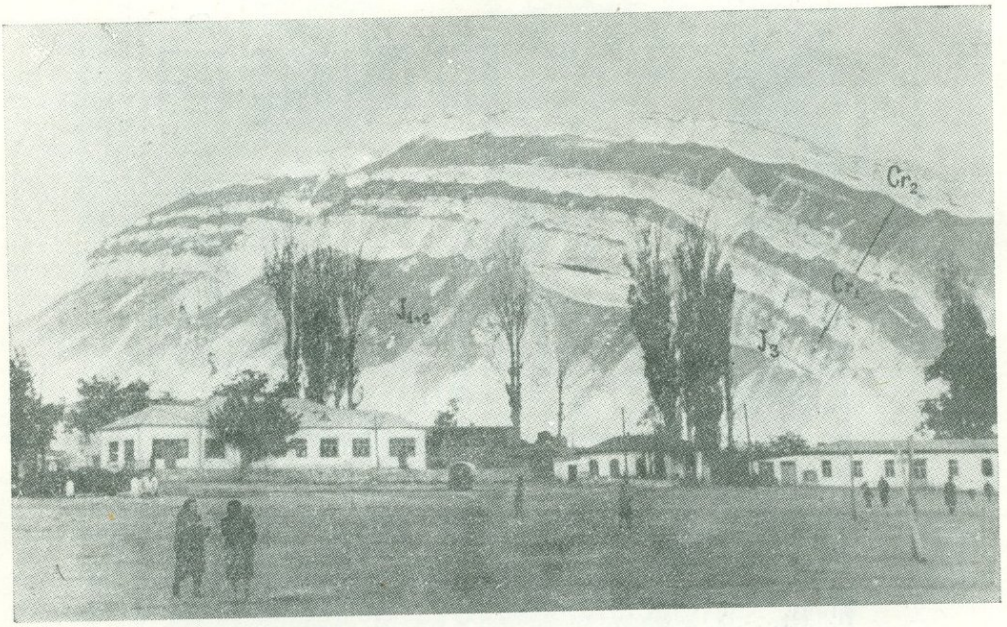


Рис. 24. Обнажения юры и мела на хребте у сел. Гуниб (Дагестан). Фото И. А. Конюхова

сточной флишевой зоны. Четко обособляется лишь карбонатный флиш валанжина, с преобладанием мергелей на севере и зернистых известняков и прослоями кварцевых песчаников на юге. Выше следует алевролито-глинистый, окрашенный в зеленовато-серые тона и почти совершенно лишенный фауны, но с типичными флишевыми фигурами «нижнемеловой флиш», охватывающий готерив, баррем, апт и нижний альб. В кровле этой толщи залегает горизонт пестрых аргиллитов с прослоями песчаников, алевролитов, глин и килов; по присутствию *Aucellina gryphaeoides* Sow. его относят к верхнему (и среднему?) альбу.

Северо-Западный Кавказ. К западу от р. Белой на коротком расстоянии восстанавливается полнота разреза нижнего мела и чрезвычайно резко возрастает его мощность, достигая в бассейнах Пшехи и Пшиша 4—5 *км*. Одновременно не менее значительно изменяется и литолого-фациальный характер осадков — прибрежные, преимущественно песчаные образования замещаются мощными толщами темных глин с обильными конкрециями глинистых сидеритов, чередующимися с ме-

нее мощными пачками песчаников и конгломератов, нередко глыбовых (грубый флиш). Отложения эти сходны с нижнемеловыми породами юго-восточного погружения Большого Кавказа. Местами в них наблюдаются пакеты тонкоритмичного чередования глин и песчаников. В целом, однако, это субфлишевые, переходные к типичному флишу, отложения. Фауна в них встречается в относительно большом количестве, хотя и заметно меньшем, чем на центральном и восточном отрезках северного склона. В составе фауны преобладают головоногие, особенно аммониты. Это позволило Н. П. Луппову дать дробное биостратиграфическое расчленение нижнемеловых разрезов Северо-Запад-



Рис. 25. Конгломераты низов валанжина на р. Шебш (северо-западный Кавказ). Фото М. Г. Ломизе

ного Кавказа. По своему характеру фауна данного района, особенно на отрезке валанжин — баррем, является, по Н. П. Луппову, типично средиземноморской, что отличает ее от среднеевропейской по своему общему составу фауны центрального и восточного участков северного склона.

Представителями средиземноморской фауны валанжина являются: *Berriasella subrichteri* Ret., *Protacanthodiscus euthymi* Pict., *P. malbosi* Pict., *Dalmasiceras dalmasi* Pict., в готериве и барреме роды *Pseudothurmannia, Barremites, Holcodiscus, Silesites,* развернутые аммониты из группы *Crioceras duvali* Lev. Эти различия в составе фауны были связаны с наличием барьера в виде Адыгейского выступа и кордильеры к северу от флишевого бассейна.

В апте и альбе в связи с перекрытием геоантиклинального барьера трансгрессией они значительно сглаживаются. В отдельных горизонтах нижнего мела северо-западного Кавказа встречаются и бореальные иммигранты — симбирскиты, ауцеллы.

Валанжинские отложения в данной области обычно начинаются характерным горизонтом глыбового конгломерата из обломков верхнеюрских зоогенных известняков с примесью гальки более древ-

них, в том числе палеозойских, пород (рис. 25). Выше наряду с глинами и песчаниками развиты также очень характерные пачки светлых мергелей, в которых и встречаются нижневаланжинские аммониты. Фауны, типичной для среднего и верхнего валанжина, во всей этой толще, достигающей мощности 700 *м*, не встречено; к этим горизонтам может относиться вышележащая глинистая свита, лишь местами сохранившаяся от предготеривского размыва (Егоян, 1959).

Готерив также начинается с грубообломочных образований — конгломератов, песчаников с отдельными пачками зоогенных известняков с крупными брахиоподами *Peregrinella multicarinata* Lam. Выше следует толща известковистых глин с прослоями алевролитов и новый горизонт песчаников и глыбовых конгломератов, перекрываемый глинистой толщей с фауной симбирскитов и криоцератитов. Верхи этой толщи, по мнению Егояна, относятся уже к барремy. Выше ее, но еще в нижнем барреме, залегает наиболее примечательный песчаный горизонт нижнемелового разреза северо-западного Кавказа — так называемая фанарская свита мощностью до 200 *м*. Она сменяется значительно более мощной толщей темных известковистых глин с сидеритами, принадлежащей, судя по фауне аммонитов, к баррему и, возможно, низам апта. В кровле этой толщи выделяется еще одна пачка песчаников (местами алевролитов), переходящих в конгломераты; приурочена она примерно к границе баррема и апта. Остальная часть апта сложена серыми и темно-серыми глинами с прослоями глауконитовых алевролитов и песчаников. В этой толще примерно на рубеже нижнего и верхнего апта залегает пачка песчаников с фауной брахиопод и аммонитов из рода Colombiceras. На северном склоне разрез заканчивается очень темными, почти черными глинами альба с прослоями глауконитовых алевролитов, песков и песчаников. На южном склоне в основании альба выделяется еще одна характерная песчаная пачка — так называемые долменные песчаники (мощностью до 270 *м*). Из них сооружены древние надгробные памятники — долмены Черноморского побережья; как строительный материал они используются и в настоящее время. Общая мощность нижнего мела на северо-западном Кавказе весьма велика — более 4500 *м* к югу от Краснодара. Как отметил В. Л. Егоян, очень характерна смена «сидеритовых» фаций готерива-баррема «глауконитовыми» апт-альба. Это указывает на уменьшение интенсивности погружения и глубины бассейна.

К юго-востоку от Туапсе нижнемеловой разрез становится более типично флишевым. Выделяется карбонатный флиш валанжина и терригенный — готерива-баррема. Апт в основном глинистый и перекрывается долменными песчаниками.

Новые значительные изменения происходят в полосе, протягивающейся от низовьев р. Шахе к р. Мзымте выше ущелья Ахцу. В южной части этой Чвежипсинской зоны нижний мел утрачивает флишевый характер и приобретает известняково-мергельный состав, близкий к наблюдаемому в западной Грузии, в области Закавказского срединного массива.

Валанжин и готерив представлены здесь светлыми известняками и мергелями с *Duvalia lata* Blainv и др., баррем и апт — серыми, в верхах отчасти пестрыми мергелями с *Mesohibolites uhligi* Schwetz., альб — пестрыми мягкими мергелями с *Neohibolites wollemanni* Stoll., *N. stylioides* Renng. и др. Общая мощность нижнего мела резко снижается, составляя всего 400—500 *м*.

Абхазия, Мегрелия, Имеретия. К югу от западной флишевой зоны

состав нижнемеловых слоев быстро и резко меняется. Начиная от окрестностей Сочи на западе и до Дзирульского массива и Карталинии на востоке развиты неритические, «платформеноидные» (по А. И. Джанелидзе) фации нижнего мела, преимущественно известняково-мергельные в низах (валанжин-баррем) и мергельно-глинистые с пачками глауконитовых песчаников в верхах (апт-альб). Эти отложения исключительно богато охарактеризованы типично средиземноморской фауной, хорошо изученной грузинскими геологами.

Наиболее полным разрезом данной зоны является разрез окрестностей Гагры, впервые расчлененный М. С. Швецовым и затем детализированный Т. А. Мордвилко и М. С. Эристави.

Валанжин здесь сложен доломитизированными известняками, отчасти мергелями. В низах его выделяется горизонт с *Lytoceras* cf. *quadrisulcatum* d'Orb., *Astieria* cf. *drumensis* Sayn. и *Zeilleria abchazica* Nutz., а в средней и верхней части горизонт с *Thurmannia thurmanni* Pict. et Camp. и *Exogyra subsinuata* Leym.

Готерив в западной Абхазии состоит из доломитизированных и мергелистых известняков и мергелей с *Hibolites prodromus* Schwetz. и *Exogyra subsinuata* Leym. var. *falciformis* Leym. внизу и *Hibolites longior* Schwetz., *H. subfusiformis* Rasp., *H. jaculum* Phil., *Crioceratites* cf. *duvali* Lev., *Neocomites amblygonius* Neum. et Uhl. Баррем на западе Абхазии представлен мергелистыми известняками и мергелями, местами с кремневыми стяжениями, и состоит из трех фаунистических горизонтов: 1) со *Spitidiscus intermedius* d'Orb., 2) с *Holcodiscus caillaudi* d'Orb., 3) с *Heteroceras leonhardti* Kil. и *Colchidites (Imerites)* cf. *giraudi* Kil. В восточном направлении, начиная с центральной Абхазии, нижний баррем переходит в так называемую ургонскую фацию массивных известняков с рудистами (хамидами) — *Requienia ammonia* Goldf., а подстилающие слои готерива-валанжина выражены плотными известняками, местами с кремневыми стяжениями, с фауной нериней и брахиопод. В основании нижнего мела, залегающего здесь трансгрессивно на средней — верхней юре, залегают конгломераты и кварцевые песчаники. Фация слоистых мергелистых известняков с аммонитами прослеживается севернее этого типа осадков и продолжается в северное крыло Рачинско-Лечхумского синклинория и Юго-Осетию. Фация неринеевых известняков валанжин-готерива, подстилаемых кварцевыми песчаниками, и ургонская фация нижнего баррема достигают окрестностей Кутаиси и Дзирульского массива, где кварцевые песчаники и конгломераты замещают весь валанжин и готерив, а ургон уменьшается в мощности. Верхи баррема в этой полосе сложены мергелистыми известняками с экзогирами.

Апт на всем пространстве от Гагры до Дзирульского массива достаточно однообразен. Это мергелистые известняки и мергели с аммонитами из рода *Colchidites* внизу, с *Deshayesites deshayesi* Leym. в средней части и *Cheloniceras subnodosocostatum* Sinz. и *Ch. tschernyschevi* Sinz. в верхах. Наряду с аммонитами руководящее значение имеют белемниты: *Mesohibolites longus* Schwetz., *M. beskidensis* Uhlig, *Neohibolites clava* Stoll. для нижнего, *Neohibolites inflexus* Stoll., *N. semicanaliculatus* Blainv., *N. aptiensis* Kil.— для верхнего апта.

Нижний альб начинается пачкой глинистых мергелей с *Neohibolites wollemanni* Stoll. и *Acanthoplites nolani* Seun; выше залегают мергелистые глины с *Neohibolites minor* Stoll. и ауцеллинами: *Aucellina aptiensis* (d'Orb.) Pomp., *A. nassibiantzi* Sok., *A. caucasica* Buch. и др., встречающимися также в нижней пачке.

Средний альб на большей части рассматриваемой фациальной зоны также сложен мергелистыми глинами, но в Окрибе они замещаются глинистыми песчаниками, а на южном склоне Дзирульского массива — глауконитовыми и туфогенными песчаниками и туфобрекчиями. Эти туфогенные породы появляются здесь уже в верхах нижнего альба. Наряду с *Neohibolites minor* Stoll. в среднем альбе встречаются *Leymeriella tardefurcata* Leym., *Kosmatella rencurelensis* Jac., *Aucellina gryhaeoides* Sow., *Inoceramus concentricus* Park., *In. sulcatus* Park.

Верхний альб большей частью также выражен мергелистыми глинами, но в Окрибе — глинистыми, а на южном склоне Дзирульского массива — глауконитовыми песчаниками. Из фауны, кроме ряда форм, приведенных выше, для него характерны *Pervinquieria inflata* Sow., *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *Neohibolites ultimus* d'Orb., *N. stylioides* Renng., *Aucellina parva* Stol.

Колхидская депрессия и Аджаро-Триалетская зона. В Колхиде буровыми скважинами вскрыт довольно полный разрез нижнего мела (Лалиев, 1957). Макрофаунистически охарактеризованы горизонты от баррема и выше. К валанжину — готериву условно относится свита известняков, доломитизированных известняков и доломитов с прослоями глинистых песчаников, песчанистых глин и, что особенно любопытно, гипсов. Баррем представляет мощную (до 700 *м*) толщу доломитизированных известняков с тонкими прослоями глин, песчаников и галькой гранитов и других пород. Нижнему апту отвечает свита известняков и мергелей. Выше следует вулканогенная толща порфиритов, туфов и туфопесчаников с прослоями глин; по аналогии с Триалетским хребтом, где обнаженный разрез нижнего мела начинается с мергелистых известняков нижнего апта, а выше залегают вулканогенные породы, эта вулканогенная толща Колхиды должна быть также отнесена к верхнему апту и альбу. Общая мощность нижнего мела в Колхиде превышает 1300 *м*, значительно возрастая по сравнению с Абхазией.

Малый Кавказ. Южная часть Малого Кавказа в течение всего раннего мела, а центральная и северная части в продолжении большего его времени оставались сушей. Относительно наиболее полный разрез наблюдается на юго-востоке, **в бассейне рек Базарчай и Охчичай** (Акеринский синклинорий), где он был изучен В. П. Ренгартеном и существенно уточнен А. Г. Халиловым.

К валанжину и готериву здесь условно относится согласно залегающая на верхней юре толща порфиритов и туфогенных пород с прослоями песчанистых известняков с малохарактерной морской фауной пелеципод и гастропод. На эту трапасардагскую толщу несогласно налегает мощная, до 300—350 *м*, свита известняков, внизу брекчиевидных, отчасти оолитовых, вверху розовых, массивных. Вплоть до недавнего времени вся эта свита относилась к верхнему баррему, так как в ее верхней части содержится обильная фауна аммонитов: *Barremites charrieri* d'Orb., *Costidiscus recticostatus* d'Orb., var. *plana* Kil., *Macroscaphites yvani* Puz. и др. и особенно рудистов: *Monopleura urgonensis* Math., var. *dibrariana* Bog., *M. sulcata* Math., *Requienia gryphoides* Math., *R. ammonia* Goldf. и др. Однако позднее стратиграфически ниже были обнаружены характерные аммониты нижнего баррема: *Holcodiscus perezi* d'Orb., *Pulchellia compressissima* d'Orb., *Astieria elegans* Kar. и др. (М. С. Эристави и В. Л. Егоян). Наконец, В. Т. Акопян недавно высказал мнение о принадлежности низов свиты

к готериву и верхнему валанжину на основании присутствия таких гастропод, как *Diozoptychis marcoui* d'Orb., *D. valdensis* Pict. et Camp., *Nerinea renngarteni* Pčel. Наряду с этим здесь присутствуют ургонские рудисты и некоторые другие барремские пелециподы, что заставляет считать открытым вопрос о возрасте нижней части известняковой свиты и соответственно подстилающей вулканогенной толщи.

На известняковую свиту неокома согласно ложится свита чередования глин, мергелей, местами туфогенных песчаников и известняков. Она содержит аммониты, характерные для нижнего апта: *Deshayesites weissi* Neum. et Uhl., *D. dechyi* Papp., *Cheloniceras seminodosum* Sinz., *Colchidites longus* Rouch. Мощность ее около 270 *м*.

Верхний апт залегает трансгрессивно не только на нижнем апте, но местами и на более древних отложениях. В его сложении участвуют туфогенные обломочные породы, песчанистые известняки, мергели и глины, общей мощностью до 230 *м*. Из руководящих форм присутствуют: *Phylloceras guettardi* Rasp., var. *gelmiensis* Renng., *Ph. hoffmani* Sinz., *Cheloniceras martini* d'Orb., *Colombiceras tobleri* Jac. et Tob., *C. crassicostatum* d'Orb., *C. gargacense* d'Orb., var *aptiensis* Rouch.,

В отличие от неокома и апта, альбские, притом в основном верхне- и отчасти среднеальбские, слои пользуются широким распространением к северу и востоку от оз. Севан.

Нижний альб выражен мергелями с прослоями песчаников (мощность до 100 *м*). Он содержит *Acanthoplites trautscholdi* Sim., Bac. et Sor., *A. aschiltaensis* Anth., *Hypacanthoplites* cf. *jacobi* Coll. var. *presusla* Glasun.

Средний альб представлен песчаниками (частью туфогенными), туффитами, мергелями, аргиллитами с *Hoplites* cf. *hexagonalis* Lupp., *Turrilites* cf. *catenatus* d'Orb., *Neohibolites minimus* List., *N. pinguis* Stoll. Мощность превышает 500 *м* (в бассейне Акеры).

Верхний альб (мощность до 350 *м* там же) сложен туфогенными песчаниками, конгломератами и брекчиями, а также мергелями, глинами и частично известняками. Литофациально он довольно сильно изменчив. Из фауны отметим *Pervinquieria inflata* Sow., *Kossmatella agassizi* Pict. et Roux, *Puzosia* cf. *planulata* Sow., *Neohibolites stylioides* Renng., *Inoceramus concentricus* Park.

Недавно альбские отложения были установлены и к западу от оз. Севан, в районе г. Степанавана (сборы фауны П. Л. Епремяна, определения А. А. Атабекяна). Это показывает, что к концу нижнего мела море покрыло весь Севано-Акеринский прогиб, сообщаясь проливами с морем в северной части современного Малого Кавказа. В Казахско-Иджеванском прогибе альбские отложения подстилаются вулканогенной артаминской толщей, аналогичной трапасардагской и подобно последней относимой В. П. Ренгартеном условно к валанжин-готериву. В кровле этой свиты залегают глины и туфопесчаники с включением копала (ископаемая смола дамаровых пальм) и малохарактерной фауной верхнего баррема или нижнего апта, представляющей смесь морских и солоноватоводных форм. Такие же дельтовые осадки известны и в Агджакендском прогибе.

В самое последнее время появились данные о присутствии морского баррема — известняков с *Silesites* в районе Степанакерта в Нагорном Карабахе, в восточной части Малого Кавказа (сборы М. Р. Абдулкасумзаде, определения В. В. Друщица). Вероятно, нижнемеловые отложения шире распространены на Малом Кавказе, чем это еще недавно было известно.

Верхний отдел

После кратковременной регрессии в конце раннемеловой эпохи наступила крупнейшая в альпийском цикле трансгрессия, осадки которой получили широкое распространение во всех зонах Кавказа. Верхнемеловые отложения выступают на поверхность на обоих склонах и погружениях Большого Кавказа, а также по периферии и в центральной части Малого Кавказа. Для кавказского верхнего мела характерны три типа формаций: во-первых, известняково-мергельные толщи, во-вторых, флиш, в основном также карбонатный и, в-третьих, вулканогенные серии. Первые распространены на Северном Кавказе, в Предкавказье и отчасти на Малом Кавказе; наибольшее их развитие падает на верхний сенон (кампан — маастрихт). Вторые приурочены к флишевым зонам южного склона и обоих погружений Большого Кавказа. Отдельные горизонты верхнего мела на некоторых участках Малого Кавказа также имеют флишеподобный облик. Наконец, вулканогенные образования, появляясь на южном склоне Главного хребта в Сочинском и Шемахинском районах, играют весьма большую роль в сложении верхнего мела Малого Кавказа. Чисто терригенных пород в составе верхнего мела мало. Они известны преимущественно в низах разреза, в сеномане, и в его верхах — в датском ярусе.

Столь ограниченное распространение терригенных пород подчеркивает то обстоятельство, что верхний мел является ярко выраженным трансгрессивным комплексом. Трансгрессия начинается в сеномане, сеноманские слои с размывом залегают на подстилающих отложениях. В раннем сеноне есть следы регрессии, выраженные в некоторых районах перерывами. Трансгрессия достигает максимума в позднем сеноне и сменяется регрессией в конце сенона и датском веке.

За исключением флишевых зон, верхний мел Кавказа весьма богато охарактеризован фауной. Основное стратиграфическое значение имеют иноцерамы, затем морские ежи и аммониты; особую роль играют очень обильные и во флишевых отложениях фораминиферы. В верхнем мелу Малого Кавказа многочисленны рудисты — представители тропической фауны.

Главным источником наших современных сведений по верхнему мелу Северного Кавказа являются монография Д. В. Дробышева (1951) и особенно основанная на более новых материалах работа М. М. Москвина (1951). Верхний мел Северо-Западного Кавказа освещен в монографии Б. М. Келлера (1947), Грузии — в капитальном труде А. Л. Цагарели (1954), Юго-Восточного Кавказа — в работах Н. Б. Вассоевича (1951) и В. Е. Хаина (1947), новые находки макрофауны сделаны здесь Р. А. Алиевым (1960), а микрофауна изучена Д. А. Агаларовой, Д. М. Халиловым и Ч. А. Таировым. Верхнемеловые отложения Малого Кавказа детально изучены В. П. Ренгартеном, посвятившим им обстоятельный труд (1959); для юго-западной Армении дополнительные материалы заключены в книге В. Л. Егояна (1955), для северной Армении — в работах А. А. Атабекяна, для Азербайджана в статьях М. М. Алиева и его сотрудников (Р. Н. Мамедзаде, О. Б. Алиев и др.), а также Р. Х. Халафовой по Нахичеванской АССР.

Зональное расчленение верхнего мела Северного Кавказа разработано В. П. Ренгартеном, а в последнее время М. М. Москвиным (табл. 6).

Центральный и восточный участки северного склона Большого Кавказа (рис. 26). В полосе между реками Белой и Шахдагом с е н о м а н

Таблица 6

Схема биостратиграфического расчленения верхнемеловых отложений Северного Кавказа (по М. М. Москвину)

Ярусы	Подъярусы	Зоны	Индексы	Главнейшая фауна
Датский		*Coraster ansaltensis* Posl. *Cyçlaster gindrei* (Seunes) *Cyçlaster danicus* Schlüt.	d	*Coraster ansaltensis* Posl., *Homoeaster abichi* (Anth.), *Echinocorys pyrenaicus* Seunes, *Acarinina praecursoria* Moroz. *Cyclaster gindrei* (Seunes), *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Ech. obliquus* Ravn., *Ech. pyrenaicus* Seunes, *Coraster sphaericus* Seunes, *Protobrissus depressus* (Kongiel), *Homoeaster abichi* (Anth.), *Hercoglossa danica* (Schloth.) *Cyclaster danicus* Schlüt., *Echinocorys edhemi* Boehm, *Ech. renngarteni* Moskv., *Protobrissus ak-kajensis* (Weber), *Homoeaster abichi* (Anth.), *Eutrephoceras bellerophon* (Lund.), *Hercoglossa danica* (Schloth.), *Isis metitensis* Scilla.
Маастрихтский	Верхний		m_2	*Pachydiscus neubergicus* (Hauer), *P. colligatus* (Binkh.), *Pseudophyllites indra* (Forb.), *Discoscaphites constrictus* (Sow). *Belemnella arkhangelskii* Najd., *Inoceramus tegulatus* Hag., *Seunaster lamberti* Charles, *Pseudoffaster renngarteni* Schmidt, *Cyclaster integer* Seunes.
	Нижний		m_1	*Hauericeras sulcatum* (Kner.). *Discoscaphites constrictus* (Sow.). *Belemnella lanceolata* (Schloth.), *Seunaster altus* (Seunes), *Stegaster chalmasi* Seunes, *Echinocorys pyramidatus* Portl., «*Isomicraster*» *ciplyensis* Lamb.
Кампанский	Верхний	*Micraster grimmensis* Nietsch *Micraster brongniarti* Hebert	cp_2	*Micraster grimmensis* Nietsch, *Bostrychoceras schloenbachi* (Favre), *Belemnitella mucronata* senior Now., *B. langei* Schatsk., *Inoceramus buguntaensis* Dobrov, *Ornithaster alapliensis* (Lamb.), *Coraster cubanicus* Posl. *Micraster brongniarti* Hebert., *Bostrychoceras polyplocum* (Roem.), *Inoceramus balticus* Boehm., *I. wegneri* Boehm., *Echinocorys marginatus* Goldf., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Galleola papillosa* Klein.
	Нижний	*Micraster coravium* Posl.		*Micraster coravium* Posl., *Hauericeras pseudogardeni* (Schlüt.) *Inoceramus balticus* Boehm., *Pseudoffaster caucasicus* Dru, *Stegaster gillieroni* (Loriol), *Offaster pilula* Lam., *Galeola senonensis* d'Orb., *Conulus matesovi* Moskv.

Продолжение табл. 6

Ярусы	Подъярусы	Зоны	Индексы	Главнейшая фауна
Сантонский	Верхний	*Micraster schroederi* Stoll.	cp_1	*Micraster schroederi* Stoll., *Eupachydiscus launayi* Gross., *Inoceramus azerbaydjanensis* Aliev, *I. dariensis* Moskv., *Offaster pomeli* Mun.-Ch., *Pseudoffaster schmidti* Moskv.
	Нижний	*Inoceramus cordiformis* Sow. *Inoceramus undulato—plicatus* Roem		*Marsupites testudinarius* Schloth., *Uintacrinus socialis* Grinnel, *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turritus* Lamb.. *Peronaster cupuliformis* Airaghi, *Inoceramus haenleini* Müll. *Inoceramus cordiformis* Sow., *I. renngarteni* Pavl., *Micraster rostratus* Mant., *Echinocorys turrutus* Lamb. *Inoceramus undulato-plicatus* Roem., *I. cardissoides* Goldf. *Micraster coranguinum* Klein, «*Micraster*» *heberti* Lacv., *Conulus albogarus* Klein
Коньякский	Верхний			*Inoceramus involutus* Sow., *I. percostatus* Müll., *Micraster coranguinum* Klein.
	Нижний			*Inoceramus wandereri* And., *I. deformis* Meek, *I. koeneni* Müll., *I. zeltbergensis* Heinz., *Micraster cortestudinarium* Goldf., *Echinocorys gravesi* Desor. *Infulaster hagenovi* d'Orb., *Conulus subconicus* d'Orb.
Туронский	Верхний	*Inoceramus lamarcki* Park.		*Inoceramus lamarcki* Park., *I. seitzi* And., *Holaster planus* Mant., *Micraster cortestudinarium* Goldf., «*Micraster*» *corbovis* Forbes. «M.» *leskei* Desm., *Conulus subconicus* d'Orb.
	Нижний	*Inoceramus apicalis* Woods		*Inoceramus apicalis* Woods, *I. woodsi* Boehm., *Lewesiceras peramplum* (Mant.), *Cardiaster peroni* Lamb., *Conulus subrotundus* Mant. *Inoceramus hercynicus* Petr., *I. labiatus* Schloth.
Сеноманский	Верхний			*Holaster subglobosus* Leske. *Discoidea culindrisa* Lam., *Inoceramus scalprum* Boehm., *I. pictus* Sow., *Scaphites aequalis* Sow., *Turrilites costatus* Lam., *Rotalipora reicheli* Mornod., *R. turonica* Brotzen.
	Нижний			*Neohibolites ultimus* (d'Orb.), *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *Schloenbachia varians* (Sow.), *Inoceramus scalprum* Boehm., *I. crippsi* Mant,

выражен маломощной пачкой светло-серых обычно песчанистых и мергелистых известняков и серых мергелей с такими характерными окаменелостями, как *Neohibolites ultimus* d'Orb., *Acanthoceras mantelli* Sow., *Inoceramus etheridgei* Woods, *In. crippsi* Mant., *Globotruncana appenninica* Renz. Встречаются конкреции фосфоритов, обычна примесь глауконита. Нижний турон установлен на двух участках северного склона — между Большой Лабой и Череком, в частности в окрестностях Пятигорска и Нальчика, и в Чечне, в бассейне р. Аргун. Нижнетуронские слои залегают на сеномане со следами размыва и представлены глауконитовыми песчаниками, песчанистыми известняками и мергелями с *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petr., постепенно переходящими в белые известняки верхнего турона (Москвин и Павлова, 1960). На других участках верхний турон залегает трансгрессивно на сеномане и начинается песчанистыми образованиями. В основном же он сложен белыми, розовыми, кирпично-красными лагено-фиссуриновыми известняками со стилолитами, а в Дагестане и мергелями. Розово-красная окраска пород верхнего турона наблюдается преимущественно на востоке. Из фауны наиболее характерны *Inoceramus lamarcki* Parck., *In. cuvieri* Sow., *Conulus subrotundus* Mant., *Globotruncana linnaeana* d'Orb.

Коньяк тесно связан с туроном, подобно ему сложен тонкозернистыми белыми и розовыми известняками, местами с кремнями, с прослоями мергелей и выделяется лишь по фауне: *Inoceramus involutus* Sow., *In. koeneni* Mill., *In. inconstans* Woods.

Сантон литологически мало отличается от коньяка и верхнего турона. Однако розовая окраска у известняков исчезает; они становятся частично мелоподобными, значительное распространение получают зеленовато-серые мергели, особенно в восточной части Черных гор, в западной части северного склона породы становятся песчанистыми. В составе фауны наряду с *Inoceramus incostans* Woods встречаются *In. cordiformis* Sow., *In.* ex gr. *cardissoides* Goldf., *In. haenteini* Mull., *Micraster* aff. *schroederi* Stoll.

Кампан сложен аналогичными светлыми тонкозернистыми известняками, мергелистыми и мелоподобными известняками со стилолитами и мергелями в изменчивых соотношениях. Из фауны наиболее часты *Inoceramus balticus* Boehm., *In. cycloides* Wegner; очень характерны мелкие ежи *Pseudoffaster caucasicus* Dru, из фораминифер отметим *Globotruncana arca* Cushm., *C. stuarti* (Lapp.), *G. rosetta* Carsey.

Маастрихт также состоит из известняков и мергелей, но известняки становятся несколько более крупнозернистыми и заметно песчанистыми. Для низов маастрихта, выраженных известняками, руководящим является *Inoceramus tegulatus* Hag., а для верхов маастрихта, сложенных чередованием известняков и мергелей,— *Echinocorys* ex gr. *ovatus* Leske. Характерны также аммониты *Discoscaphites constrictus* Sow., *Pachydiscus colligatus* Binkh., а также мелкие фораминиферы *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Globotruncana arca* Cushm.

Датскому ярусу отвечают известняки — белые, светло-серые, местами розовые, и мергели — темно-серые, зеленоватые. Фауна представлена в основном ежами: *Echinocerys sulcatus* Goldf., *Ech. cotteaui* Lamb., *Coraster villanovae* Cott., *Cor. munieri* Seun., *Physaster abichi* Anth. и др.

Таков весьма однообразный разрез верхнего мела Северного Кавказа. Он испытывает заметные изменения только **на северо-западе,** между реками Б. Лабой и Белой и **на юго-востоке,** в южном Дагестане и

зоне Шахдага. В обоих районах мощности верхнего мела, достигающие максимума (1200—1500 *м*) в Черных горах и на Рубасчае, сокращаются, появляются перерывы, сопровождаемые конгломератами, возрастает песчанистость и глинистость отложений, наблюдается косая слоистость, получают развитие мшанково-криноидные известняки (кампан). В зоне Шахдага из разреза выпадают все горизонты, кроме кампана — маастрихта, начинающихся глыбовым конгломератом и залегающих прямо на неокоме. Эти изменения связаны с пересечением на обоих участках выходами верхнемеловых отложений геоантиклинальной зоны, отделявшей Северокавказскую геосинклиналь от флишевой геосинклинали южного склона. В значительно более слабой степени аналогичные изменения наблюдаются в районе Кисловодска (М. М. Москвин), что связано с наличием здесь поперечного относительного поднятия.

Предкавказье. В течение позднемеловой эпохи все Предкавказье было покрыто морем, только своды растущих антиклинальных поднятий временами выступали в виде островов и поэтому отдельные ярусы верхнего мела выпадают из разреза, а вышележащие залегают трансгрессивно. Такие участки наблюдаются в пределах Каневско-Березанской и Прикумской зоны поднятий и особенно Ставропольского свода, где общая мощность верхнего мела падает до 30 *м*, против максимальной для Предкавказья мощности в 800 *м* в Ейском прогибе. При общем преобладании карбонатных пород верхнемеловые отложения Предкавказья содержат на западе и северо-западе заметную примесь терригенного материала, количество которого возрастает к юго-восточному окончанию Донецкого кряжа.

Сеноман в зоне Доно-Каспийского вала выражен песчанистыми глинами, на Ставропольском своде и в Прикумской зоне поднятий — известняками, песчаниками (алевролитами), в Каневско-Березанской зоне поднятий — мергелями и глинами и в Тихорецко-Кропоткинской впадине — мергелями. Только в последнем районе мощность яруса достигает 60 *м*, на поднятиях она снижается до нескольких метров и даже до нуля. Наряду с характерным комплексом микрофауны в сеномане Предкавказья встречены *Schloenbachia varians* Sow. и *Inoceramus etheridgei* Woods.

Турон и коньяк на крайнем северо-западе, по периферии Донецкого кряжа сложены писчим мелом, в зоне Доно-Каспийского вала переслаивающимся с известняками. На всей остальной территории Предкавказья — это чередование светлых пелитоморфных или алевритоморфных известняков и мергелей с мощностью до 100 *м* в Тихорецко-Кропоткинской впадине. На севере Ставрополья вокруг небольшого острова отлагались песчанистые известняки. Встречен *Inoceramus lamarcki* Park., но в основном ярусы выделены по фауне мелких фораминифер.

Сантон к югу от Донецкого кряжа и в западной половине его погребенного продолжения, а также в Тихорецко-Кропоткинской впадине выражен песчанистыми и известковистыми глинами и мергелями, в восточной части Доно-Каспийского вала — мергелями и писчим мелом. В пределах Каневско-Березанской и Прикумской зон поднятий — это известковистые глины, мергели и известняки, в районе Ставрополья и Кумо-Манычском прогибе — чередование двух последних пород. Наибольшая мощность (160—170 *м*) по-прежнему наблюдается в Тихорецко-Кропоткинской впадине. Ярус выделяется по характерной микрофауне *Anomalina infrasantonica* Balakhm. и др.

Кампан в Каневско-Березанской зоне поднятий и на Ставро-

польском своде сложен чередованием известковистых глин и мергелей, в Тихорецко-Кропоткинской впадине появляются прослои песчаников, а содержание глин повышается. Обломочный материал приносился с севера. В Кумо-Манычском прогибе и между Ставрополем и Кумой отлагались известняки и мергели, а к юго-востоку от Кумы — известняки и писчий мел. Из фораминифер в этих слоях присутствуют *Bolivinoides decoratum* (Jones), *B. draco* (Marss.), *Bulimina carseyae* Plumm. и др. Мощность достигает 170 *м* в Манычском прогибе.

Маастрихт в Западном Предкавказье представлен песчанистыми и известковистыми глинами и мергелями, в Центральном Предкавказье — мергелями и известняками, в Северо-Восточном Предкавказье — писчим мелом. Мощность максимальна в Ейском прогибе, где она превышает 400 *м*.

В отложениях этого яруса найдены *Belemnitella* ex gr. *mucronata* Schloth., *B. americana* Arkh., а также типичный комплекс фораминифер: *Cibicides spiropunctatus* Gall. et Morr., *Pseudotextularia varians* Rzehak и др.

Датский ярус, как и везде, носит регрессивный характер. Кроме того, на участках поднятий он отсутствует в связи с предпалеоценовым размывом. В западных районах ярус представлен известняками, нередко песчанистыми с прослоями песков и алевролитов, в восточном Предкавказье — мергелями с прослоями известняков. Возраст определяется по микрофауне. Мощность, максимальная на востоке, не превышает 50 *м*.

Юго-Восточный Кавказ и восточная флишевая зона. Разрез этой зоны существенно отличается от северокавказского, будучи сложен целиком типичным флишем, весьма бедным макрофауной. Впрочем, по окраинам флишевого прогиба появляются и нефлишевые фации.

Сеноман представлен в этой зоне терригенным флишем, состоящим из известковистых песчаников, мергелистых глин и неизвестковистых глин, в общем окрашенных в серые тона. В этой толще найден *Inoceramus pictus* Sow., изредка встречаются *Neohibolites ultimus* d'Orb., *N. subtilis* Krimh. и обильные фораминиферы *Globotruncana appeninica* Renz., *Schackoina cenomanica* Schako.

На юге, в Лагичских горах сеноман становится вулканогенным, с прослоями глыбовых конгломератов; мощность его резко возрастает (до 1000 *м*).

В основании турона выделяется так называемый зоратский горизонт, низы которого выражены мергелями, глинами, светлыми известковистыми и темными битуминозными, с прослоями алевролитов, песчаников и килов, верхнюю его часть составляют битуминозные глины и горючие сланцы, туфы, килы, серые глины и аргиллиты, с подчиненными прослоями известковистых алевролитов, песчаников и мергелей. Нижнетуронский возраст горизонта недавно доказан находкой *Inoceramus labiatus* Schloth. (Р. А. Алиев); кроме того, он содержит фауну радиолярий: *Dictyomitra striata* Lipman, *Lithostrobus turritella* Lipman и др.

В южном направлении зоратский горизонт замещается ананурским горизонтом, отличающимся повышенной кремнистостью— развитием черных силицитов с радиоляриями и большим содержанием пирокластического материала. Ананурский горизонт прослеживается вдоль южного склона до Юго-Осетии на западе и вновь появляется на Мзымте; он служит одним из маркирующих горизонтов верхнемелового разреза.

Верхний турон в осевых частях флишевых прогибов образован флишевым чередованием гравелитов, известковистых песчаников (песчанистых известняков), белых мергелистых известняков, мергелей, мергелистых глин и, наконец, известковистых глин. В северном направлении на Юго-Восточном Кавказе вся эта свита замещается глыбовыми конгломератами, а на юге, в пределах Нухинско-Вандамского и Кахетинского антиклинориев, сменяется красными и розовыми известняками и мергелями уже нефлишевого характера.

Коньякские отложения мало отличаются от верхнетуронских — это такой же светлый карбонатный флиш, но с уменьшением роли мергелистых известняков за счет зеленоватых мергелистых глин на юго-восточном Кавказе. В Грузии коньяку отвечает свита «литографских», пелитоморфных известняков и мергелей, возможно, переходящих в нижний сантон.

Верхний турон содержит *Inoceramus lamarcki* Park. и *In. brogniarti* Mant. В коньяке встречены *In. subquadratus* Schlut., *In. undulato-plicatus* Roem., *In. involutus* Sow.

Сантонский ярус и низы кампанского в Азербайджане выражены пестроцветным карбонатно-терригенным флишем (гравелиты, известковистые песчаники, песчанистые, зернистые и мергелистые известняки, красных и зеленых тонов мергели и глины). В Грузии преобладают светлые зернистые известняки, чередующиеся с пестрыми мергелями. Из фауны найдены: *Inoceramus* cf. *inconstans* Woods, *In. lobatus* Goldf., *Globotruncana linneiana* (d'Orb.), *Gl. marginata* (Reuss) и др.

Верхний кампан и маастрихт представлены светлым карбонатным флишем — это гравелиты, известковистые песчаники, песчанистые и мергелистые известняки, мергели, мергелистые и слабоизвестковистые глины. Благодаря обилию орбитоидов, верхнесенонский флиш как в Азербайджане, так и в Грузии выделялся под названием орбитоидной свиты. На юге, в Лагичских горах и Кахетинском хребте, орбитоидная свита залегает трансгрессивно на более древних отложениях, до сеномана включительно. В основании ее появляются грубые конгломераты-брекчии, господствующей породой становятся толстослоистые песчанистые известняки.

В кампанском флише найдены *Inoceramus balticus* Boehm., *In. lingua* Goldf., *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. conica* Arkh., *Actinocamax* aff. *quadratus* Blainv. Маастрихт выделяется в основном по фауне фораминифер — крупных: *Lepidorbitoides socialis* Leym., *Orbitella apiculata* Schlumb. и мелких: *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Ventilabrella eggeri* Cushm., *Globotruncana conica* var. *plicata* Egger, *G. rosetta* (Carsey).

Датский ярус сохранился лишь в осевых частях Дибрарского и Чиаурского флишевых прогибов. В составе датского флиша преобладают серые мергели и аргиллиты, несколько кремнистые, по-видимому, слабо битуминозные. Подчиненное место занимают прослои гравелитов, известковистых песчаников, песчанистых известняков, мергелей и глин. Макрофауна в этих отложениях отсутствует, а ассоциация фораминифер резко меняется по сравнению с маастрихтской; она представлена *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *G. bulloides* d'Orb., *G. triloculinoides* Plumm., *G. compressa* Plumm., *Gumbelina crinita* Glaess., *Gyroidina globosa* Hag. Общая мощность верхнемелового флиша восточной флишевой зоны достигает 1500—2000 *м*.

Западная флишевая зона. Верхнемеловой разрез западной флише-

вой зоны, в общем, сходен с таковым восточной зоны, отличаясь несколько большим однообразием. За исключением туфогенно-флишевого сеномана с *Acanthoceras rhotomagense* Defr. и *Aucellina krasnopolskii* Pavl., перекрываемого типично выраженным ананурским горизонтом, остальная толща, до маастрихта включительно, представлена светлым карбонатным флишем и субфлишем.

Дробное расчленение этих монотонных отложений на свиты, отвечающие ярусам и подъярусам, было произведено лишь в последние



Рис. 27. Карбонатный флиш кампанского яруса в окрестностях Туапсе. Фото Е. В. Милановского

годы благодаря исследованиям С. Л. Афанасьева и Н. И. Маслаковой, детализировавшим схему Б. М. Келлера.

Турон, коньяк и сантон сложены преимущественно глинистыми известняками с прослоями мергелей и алевролитов; ритмичность наиболее четко выражена в верхнем туроне. Общая мощность трех этих ярусов достигает 800 *м*. На западе, в Новороссийском районе, примерно аналогичный состав имеет и сеноман; здесь в нем отсутствует туфогенный материал. Свита цементных мергелей Новороссийского района относится к сантону. Наиболее типичный флиш отлагался в этой области в кампане (рис. 27). Он выражен ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, известняков, мергелей и глин мощностью до 1200 *м*. В маастрихтском флише преобладают темно-серые мергели и в подчиненном количестве развиты алевролиты и известняки. Мощность до 1300 *м*. Накопление кампанского и нижнемаастрихтского флиша происходило не только на южном склоне (как более ранних ярусов верхнего мела), но и на северном склоне в полосе ст. Холмская — г. Нефтегорск. Датский ярус известен снова только в полосе побережья. Это темный терригенный флиш мощностью до 900 *м*, состоя-

щий из известковистых аргиллитов с прослоями песчаников, алевролитов, доломитизированных известняков и зеленых глин. В юго-восточном направлении отложения становятся заметно кремнистыми.

Абхазско-Рачинская зона и область Грузинской глыбы. К югу от флишевых зон на пространстве между Сочинским районом на северо-западе, Дзирульским массивом и Тирипонской депрессией на юго-востоке верхний мел, за исключением низов, снова представлен нормально-неритическими карбонатными образованиями: почти исключительно белыми, отчасти пелитоморфными известняками с кремневыми конкрециями. Расчленение этой однообразной толщи на ярусы было достигнуто (А. Л. Цагарели) только по фауне иноцерамов, по своему видовому составу заметно отличной от северокавказской.

Сеноман этой области представлен серыми глинисто-мергельными породами с прослоями глауконитовых песчаников в северной Абхазско-Рачинской зоне, глауконитовыми песчаниками с примесью туфогенного материала аджаро-триалетского происхождения на юге, в Кутаисском районе, южной Окрибе, южной Раче и кварцево-глауконитовыми песчаниками и известняками по периферии Дзирульского массива. Мощности невелики, измеряясь первыми десятками метров. Фауна преимущественно иноцерамовая: *Inoceramus tenuis* Mant., *In. crippsi* Mant., *In. etheridgei* Woods., *Aucellina krasnopolskii* Pavl., *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *In. bohemicus* Leonh., *In. pictus* Sow., *In. virgatus* Schlut., *Acanthoceras rhotomagense* Defr. Кроме периферии Дзирульского массива, сеноман везде согласно следует за альбом.

Нижний турон. Для него характерны плотные слоистые светлые известняки и мергелистые известняки с кремнями, с *Inoceramus labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petr., *In. opalensis* Bose. Мощность не превышает 10—15 *м*. В районе Цхалтубо они замещаются бентонитами и туфогенными породами, а в Мегрелии местами появляются щелочные основные эффузивы. Верхний турон сложен аналогичными известняками, белыми и красными с красными кремнями, заключающими *Inoceramus lamarcki* Park. (нижняя зона), *In. striatoconcentricus* Gumb., *In. stillei* Heinz (средняя зона), *In.* cf. *schloenbachi* Boehm (верхняя зона). Мощность до 50—70 *м*.

В южной Мегрелии и южной Окрибе, между Цхакая и Кутаиси, распространены щелочные основные лавы, излияние которых началось еще в раннем туроне. Среди них встречаются прослои известняков и туфогенных пород с фауной рудистов: *Durania arnaudi* Choff., *Radiolites socialis* d'Orb.

Коньякские слои отличаются от верхнетуронских только по фауне иноцерамов, представленной *In. involutus* Sow., *In. wandereri* And., *In. koeneni* G. Mull. Мощность до 60 *м*, обычно меньше. Вулканогенная фация сохраняется лишь в окрестностях Цхалтубо.

Сантон представлен слоистыми светлыми (белыми, розовыми) пелитоморфными, нередко литографскими известняками с *In. haenleini* G. Mull., *In. cordiformis* Sow., *In. cycloides* Wegn., *In. brancoi* Wegn. Мощность 30—35 *м*.

Выше сантона красная окраска исчезает и кампан — это уже преимущественно белые чистые пелитоморфные или мергелистые известняки с *In. balticus* Boehm., *In. regularis* d'Orb., *In. georgicus* Tsag., *In. colchicus* Tsag., *In. simonovitchi* Tsag. Мощность до 40—50 *м*.

Маастрихт сложен также светлыми известняками то чистыми, пелитоморфными или зернистыми, то мергелистыми или песчанистыми с иноцерамами, перешедшими из кампана, а также с *Belemnitella mu-*

cronata Schloth., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Parapachydiscus gollevilensis* d'Orb. Мощность до 50—100 *м*.

Разрез заканчивается светлыми известняками датского яруса, кристаллическими, зернистыми или мергелистыми, с характерными ежами: *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Coraster munieri* Seunes и другими видами этих родов, устрицами: *Gryphaea pitcheri* Mort. и др., брахиоподами: *Crania* и др. Мощность достигает 100—120 *м*, обычно меньше.

Аджаро-Триалетская зона. Эта зона характеризуется интенсивным вулканизмом в начале позднего мела. Соответственно ее разрез построен следующим образом.

Сеноман. Авгитовые и роговообманковые порфириты, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники, мергели и известняки с *In. crippsi* Mant., *Exogyra columba* Lam., *Echinoconus orbicularis* d'Orb. Мощность до 350 *м*. Нижний турон. Светлые мергели и известняки с прослоями вулканогенных пород, нарастающими к югу и выклинивающимися к северу. Встречаются *In. labiatus, In. hercynicus*. Мощность до 270 *м*. Верхний турон. Красные, розовые и белые известняки и вулканогенные породы (на юге и на западе). Фауна: *In.* cf. *schloenbachi, In. lamarcki, In. cuvieri*. Мощность до 100 *м*. Коньяк. Красные, розовые и белые известняки и мергели с *In. cf. subquadratus Schlut*. Мощность до 100 *м*. Сантон-кампан. Белые литографские известняки с *In. balticus, In. decipiens, Belemnitella mucronata* (в верхах). Местами наблюдается трансгрессивное залегание сантона или кампана с конгломератами в основании, а на юге — отсутствие обоих ярусов, с трансгрессией маастрихта. Мощность до 150 *м*. Маастрихт. Известняки, литографские песчанистые или мергелистые, и мергели, белые и розовые, на севере с прослоями конгломератов. Встречена фауна ежей: *Echinoconus* cf. *wollemani* Lamb., *Coraster villanovae* Cott., иноцерамов: *In. salisburgensis* Fugg. et Castn. и др. Мощность до 200 *м*. Датский ярус. Пестроцветная мергельно-глинистая толща с характерной фауной ежей: *Echinocorys sulcatus* Goldf., *Coraster sphaericus* Seunes., фораминифер: *Globigerina pseudobulloides* Plumm. и др. Мощность до 80 *м*.

На Малом Кавказе верхний мел развит чрезвычайно широко. В самом грубом подразделении он распадается на два литологических комплекса: преимущественно вулканогенный внизу и карбонатный вверху; граница между ними проходит на уровне между нижним и верхним сантоном, иногда спускаясь ниже. Выходы верхнего мела и типы его разрезов укладываются в основном в три структурно-фациальные полосы: 1) северную, охватывающую северные склоны Малого Кавказа от бассейна р. Храми до окрестностей г. Агдама, 2) центральную, обнимающую бассейны озера Севан, верховьев р. Тертер, р. Акеры и юго-восточный Карабах, 3) южную, приуроченную к юго-западной Армении и Нахичеванской АССР. Рассмотрим строение верхнего мела северной полосы.

Северная часть Малого Кавказа. Сеноман повсеместно трансгрессивен, начинается базальными конгломератами и обладает очень пестрым литологическим составом. Преобладают туфогенно-терригенные породы: песчаники, иногда аркозовые, туфопесчаники, песчанистые глины. В некоторых районах, особенно на западе, по периферии Храмского и Локского массивов, господствуют эффузивные породы, преимущественно кислые: кварцевые порфиры с сопутствующими туфами и туфобрекчиями. На востоке, в Азербайджане, продуктами сеноманского

вулканизма являются главным образом туфы. Для яруса характерны также пачки известняков, образованные рудистами, устрицами, гастроподами, реже брахиоподами; встречаются мергели. Фауна весьма обильна; много гастропод из родов *Actaeonella, Trochactaeon, Plesioptygmatis, Itruvia*; характерны рудисты — *Plagioptychus* (*P. paradoxus* Math.), *Durania (D. arnaudi* Choff.), *Sauyagesia, Caprinula;* многочисленны и другие пелециподы: *Pectunculus* (*P. sublaevis* Sow.), *Trigonia* (*T. quadrata* Ag.), *Neithea* (*N. quinquecostata* Sow.), *Exogyra* (*E. columba* Lam.). Мощность сильно колеблется, достигая 600—800 *м*.

Турон, коньяк и нижний сантон образуют на севере Малого Кавказа толщу пород, отличающуюся значительным содержанием вулканических лав и пирокластолитов, резкой литолого-фациальной изменчивостью и не менее резкими изменениями мощности. Последняя достигает максимальных значений в южной Грузии (Болнисский прогиб) до 1000 *м* и в Кировабадско-Агджакендском прогибе (Азербайджан) — до 1500 *м*; несколько меньше она в Таузско-Акстафинском прогибе (северная Армения и Азербайджан) — до 1000 *м* — и минимальна на северном склоне Шамхорского поднятия, отделяющего этот прогиб от Кировабадско-Агджакендского.

Эффузивные породы данной толщи преимущественно основного состава, вплоть до авгитовых порфиритов с оливином и анальцимовых трахидолеритов, недавно открытых Р. Н. Абдуллаевым в Казахском районе. Встречаются и более кислые разности — нижнетуронские кварцевые порфиры в Болнисском прогибе и, вероятно, несколько более молодые субвулканические образования Казахского прогиба, выраженные липаритовыми порфирами и кварцевыми альбитофирами. Эти породы слагают в долинах Машаверы, Акстафы (Агстева) и Таузчая очень эффектные изолированные возвышенности, представляющие собой отпрепарированные эрозией жерла позднемеловых вулканов.

Наряду с потоками лав и субвулканическими образованиями в составе рассматриваемой толщи большую роль играют различные туфы, в том числе голубовато-зеленые пепловые туфы кислого состава (трассы) в бассейне Таузчая, туфобрекчии, туфоконгломераты. В значительном количестве развиты и осадочные породы — песчаники, песчанистые известняки, мергели, аргиллиты; последние два типа пород наибольшим распространением пользуются в верхах толщи, отложенной уже во время ослабления вулканической деятельности.

Обстановка накопления турон-нижнесантонских образований этой части Малого Кавказа характеризовалась крайней неустойчивостью, появлением и исчезновением вулканических островов и, в общем, условиями мелководья. Соответственно в составе фауны преобладают брюхоногие и пластинчатожаберные моллюски с крупными, массивными раковинами; особенно характерны неринеи и рудисты, представленные в значительной мере эндемичными видами. Сравнительно более редки иноцерамы и еще реже встречаются аммониты. Все это определило большие трудности в установлении возраста данной вулканогенно-осадочной серии, играющей большую роль в строении северных склонов Малого Кавказа. В течение долгого времени ее считали в основном нижнетуронской (К. Н. Паффенгольц, первоначально В. П. Ренгартен), затем верхнюю ее часть стали относить к верхнему турону, коньяку и даже нижнему сантону (В. П. Ренгартен). В последнее время азербайджанские исследователи (Р. Н. Мамедзаде, О. Б. Алиев, Х. Алиюлла) определяют возраст толщи как верхнетуронско-нижнесантонский и относят основную массу вулканических образований к верхнему конья-

ку — нижнему сантону, отрицая присутствие в этой части Малого Кавказа нижнего турона (а местами и всего турона) и сильно сокращая объем и распространение сеномана.

Нижний турон доказан, однако, в южной Грузии по находкам *Inoceromus labiatus* Schloth., *In. hercynicus* Petr. Верхний турон и нижний коньяк выделяются по наличию *Inoceramus brogniarti* Mant., *In. wandereri* And., *In. koeneni* Mull., *In. seitzi* var. *pseudolamarcki* Egojan, *Haustator kurdistanensis* Pčel., *Trochactaeon obtusus* (Zek.), *Plagioptychus paradoxus* (Math.), *Sauvagesia turriculata* Cat.

Для верхнего коньяка и нижнего сантона характерны *Actaeonella crassa* Duj., *Trochactaeon subovatus* Pčel., *Plagioptychus sevanensis* Renng., *Vaccinites praesulcatus* Douv., *Radiolites galloprovincialis* Math., *Dürania bertholoni* Perv. и др.

Верхний сантон и кампан представлены трансгрессивной карбонатной свитой. Ее базальные горизонты обычно окрашены в красноватые тона и содержат примесь обломочного материала, но основная часть свиты сложена однообразными белыми плитчатыми пелитоморфными известняками с прослоями бентонитов. Верхнесантонский возраст низов свиты обосновывается фауной рудистов: *Radiolites angeoides* Pic. et Lap., *Plagioptychus exogyra* Reuss и др., а также иноцерамов: *Inoceramus lingua* Goldf., *In. lobatus* Munst. Кампан охарактеризован *Inoceramus regularis* d'Orb., *In. decipiensis* Zitt., *In. aserbaidjanensis* Aliev., *Pachydiscus levyi* Gross., *Micraster schroederi* Stoll., *Pseudoffaster caucasicus* L. Dru. Мощность до 300—400 *м*.

Маастрихт местами самостоятельно трансгрессивен. Для него характерны органогенно-обломочные известняки, обычно несколько песчанистые; в осевых частях прогибов они замещаются слабоглинистыми пелитоморфными известняками. Из фауны для низов яруса особенно типичны *Belemnitella langei* Schats., *Bostrychoceras polyplocum* Roem. [1], в верхах яруса встречаются *Pachydiscus colligatus* Binkh., *Seunaster boullei* Cott., *Echinocorys ovatus* Leske var. *petasata* Lamb., из кампана переходят такие иноцерамы, как *In. balticus* и *In. regularis*, а также ряд других форм. Мощность до 150—170 *м*.

Датский ярус сохранился лишь на участках, испытавших в позднем мелу наибольшее прогибание — в долинах рек Алгети и Храми, к юго-востоку от Кировабада и в Агджакендском прогибе. В первом районе это светлые известняки с *Coraster villanovae* Cott., *C. munieri* Seun. мощностью в 25—30 *м*, в Агджакендском прогибе — светлые пелитоморфные и песчанистые известняки, песчанистые мергели и мергелистые глины с *Globigerina triloculinoides* Plumm., *Gl. moskvini* Shutz., *Gaudryina retusa* Cushm., *Gyroidina soldanii* d'Orb. и др. Мощность до 80 *м*.

Центральная часть Малого Кавказа (Севано-Карабахская зона). В этой зоне отчетливо выделяется, во-первых, сеноман, состоящий из чередования зеленовато-серых глин (аргиллитов) и туфопесчаников с прослоями мергелей, песчанистых известняков и туфобрекчий. Из фауны наиболее распространены *Exogyra columba* Lam. и гастроподы *Actaeonella, Trochactaeon* и др. Мощность до 300—350 *м*. Фаунистически охарактеризованный сеноман выступает в бассейне Акеры и Тертера, а также в Мартунинском прогибе; в бассейне оз. Севан он не установлен. Туронские отложения в этой части Малого Кавказа выде-

[1] Многие исследователи относят зону *Belemnitella langei* и *Bostrychoceras polyplocum* не к маастрихту, а к кампану.

ляются лишь в одном пункте Мартунинского прогиба, где они представлены зоогенными известняками с *Durania mortoni* Mant.

В противоположность турону коньяк и нижний сантон пользуются в данной зоне очень широким распространением, образуя мощную, местами более 1000 *м*, вулканогенную толщу из потоков основных лав (порфириты, мандельштейны), туфобрекчий, с подчиненными пачками туфопесчаников, аргиллитов и характерных сургучно-красных силицитов с радиоляриями. В северном борту Севано-Акеринского прогиба имеются глыбовые включения верхнеюрских известняков. На юго-востоке, в Мартунинском прогибе, в коньякской — нижнесантонской части разреза вулканогенные породы чередуются или даже полностью замещаются известняками, мергелями и глинами, заключающими *Mortoniceras zeilleri* Gross., *Inoceramus crassus* Peltr., *Micraster coranguinum* Park. и характерную микрофауну. Верхняя часть толщи содержит сантонские рудисты. Местами они образуют крупные рифовые массивы. В юго-западном борту Севанского прогиба коньяк трансгредирует непосредственно на палеозой (р. Айриджа, Арзаканский массив).

В свою очередь на коньяк — нижнесантонской вулканогенной толще, прорванной интрузиями габбро и тешенитов в Мартунинском прогибе и ультраосновных пород в Севано-Акеринском прогибе, трансгрессивно залегает карбонатная серия. Она начинается, как и в северной зоне Малого Кавказа, отложениями верхнего сантона, обогащенными перемытым вулканогенным материалом, но в Карабахе содержащими и потоки основных лав, частично субщелочных. Выше идет однообразная последовательность слоистых пелитоморфных известняков и мергелей, достигающих мощности 1200 *м*, со скудной фауной иноцерамов кампана-маастрихта. На востоке маастрихтские известняки детритусовые и песчанистые. Присутствие датского яруса недавно установлено Х. Аллиюла в бассейне р. Каркарчай — это известняки с галькой и типичной ассоциацией микрофауны.

Южная часть Малого Кавказа. Верхнемеловые осадки на юге Малого Кавказа отлагались в трех связанных друг с другом бассейнах: Ереванском, Даралагезском, Ордубадском. В первом из них верхний мел подстилается нижним палеозоем, во втором — средним и верхним палеозоем и триасом, в третьем под верхним мелом имеется и юра.

К сеноману относится толща массивных обломочных известняков с фауной рудистов (*Radiolites, Durania* и др.), пелеципод (*Exogyra columba* Lam. и др.) и аммонитов. Мощность до 360 *м*.

К турону, в основном нижнему, принадлежит занимающая более высокое стратиграфическое положение пачка известняков, нередко красноватой окраски, местами замещаемая терригенными породами, в том числе конгломератами. Фауна весьма обильна и разнообразна — рудисты, пелециподы, гастроподы, отчасти аммониты. Мощность до 200 *м*.

Нижний коньяк в бассейне рек Веди и Хосров выражен вулканогенной толщей порфиритов, силицитов, мандельштейнов, фациально замещаемой и частично перекрываемой глауконитовыми песчаниками и конгломератами.

Верхний коньяк и сантон заключены в нижней части мощной трансгрессивной известково-мергельной толщи, характеризующейся красной окраской и типичной фауной иноцерамов (*In. involutus, In. cycloides, In. crassus, In. subquadratus, In. koeneni*), ежей (*Micraster cortestudinarium, M. coranguinum*) и рудистов (*Radiolites angeoides* Pic. de Lap.). Мощность до 800 *м*. Верхняя часть этой толщи, обладающая уже

светлой окраской, относится к кампану-маастрихту. Ее возраст определяется лишь фауной фораминифер, в том числе *Globotruncana* cf. *arca, Gl.* ex gr. *linnei.* Мощность всей толщи составляет около 1400 *м*. Разрез верхнего мела завершается регрессивным датским ярусом — обломочными известняками, мергелями, известковистыми песчаниками и глинами, также охарактеризованными только фораминиферами: *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. pseudobulloides* Plumm. и др. Мощность до 550 *м*.

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН

Третичные отложения выполняют передовые и межгорные прогибы, слагают крылья мегантиклинория Большого Кавказа и ряд синклинориев Малого Кавказа. Они естественно подразделяются на три основных комплекса, отвечающих палеоцену и эоцену; олигоцену и низам миоцена (майкопская серия и ее аналоги); среднему, верхнему миоцену и плиоцену.

Палеоцен и эоцен

Разработка стратиграфии палеоцена и эоцена Кавказа наталкивается на трудности, связанные с их относительной бедностью остатками макрофауны, к тому же представленной преимущественно бентальными формами (гастроподы, пелециподы), менее пригодными для целей стратиграфического расчленения и корреляции, чем головоногие мезозоя. Поэтому при решении вопросов стратиграфии этих отложений на Кавказе преимущественно используются мелкие фораминиферы, а в Закавказье также нуммулиты.

До сих пор нет единой общепринятой схемы ярусного подразделения палеогена, а выработанные для разных палеогеновых бассейнов Европы стратиграфические схемы мало сопоставимы. В этой работе мы используем рабочую схему стратиграфического расчленения палеогеновых отложений юга европейской части СССР, принятую на совещании в Баку в 1955 г. В ее основу положено выделение стратиграфических горизонтов, характеризуемых главным образом определенными комплексами фораминифер. Эта схема с некоторыми уточнениями и несколько условным сопоставлением ее с западноевропейскими ярусными подразделениями может быть представлена в следующем виде (табл. 7).

Не все границы отделов и подотделов палеогена Кавказа в настоящее время твердо установлены; существуют некоторые расхождения в проведении нижней границы палеоцена и верхней границы эоцена. Принятое положение границы среднего и верхнего эоцена, отвечающее изменениям в составе микрофауны, не везде вполне соответствует рубежу в развитии процесса осадконакопления (используемому при расчленении ряда разрезов), который часто проходит несколько выше, в основании так называемого кумского горизонта.

Для области Кавказа в палеоцене — эоцене намечаются следующие основные фациальные типы (формации) отложений:

1) мергельные и глинисто-мергельные толщи умеренных мощностей (несколько сот метров) — так называемые «фораминиферовые слои» — формация относительно широких и плоских субплатформенных прогибов (Предкавказье, северо-восточное крыло поднятия Малого Кавказа и др.);

Таблица 7

Отделы	Подотделы	Комплексы мелких форминифер	Комплексы нуммулитов (по А. А Габриеляну, Pg_1 по И. В. Качарава)	Стратигр. схема Центрального Предкавказья		Приблизительно эквивалентн. подразделения Западной Европы (ярусы)	
Олигоцен	Верхний Средний Нижний		*Nummulites vascus* I. et L. *N. incrassatus* de la Harpe. *N. intermedius* d'Arch	Майкопская серия	Хадум. св.	Хаттский Рупельский Латторфский	
Эоцен	Верхний	*Bolivina antegressa*, *Nonion curviseptus* Subb.	*N. fabiani* Prev., *N. bouillei* de la Harpe *N. garnieri*, *N. incgrassatus* de la Harpe	Белоглинская (белая) свита		Приабонский	Веммельский
		Globigerinoides conglobatus H. B. Brady *Globigerina aperturata* Cushman	*N. striatus* Brug., *Discocyclina sella* d'Arch., *Actinocyclina radians* d'Arch., *Pellatispira douvillei* Bouss.	Кумская (бурая) свита			Ледский
		Acarinina rotundimarginata Subb., *Hantkenina alabamensis* Cushman	*Nummulites millecaput* Boubee, *N. striatus* Brug., *N. perforatus* Montf., *Actinocyclina radians* d'Arch. *Discocyclina pratti* Mich., *D. sella* d'Arch.	Керестинская свита		Оверзский	
	Средний	*Acarinina crassaeformis* Gall. et Wissler, *Truncorotalia aragonensis* Nuttal.	*N. brongniarti* d'Arch. *N. perforatus* Montf., *N. gizehensis* Forsk. *N. laevigatus* Brug., *N. lucasi* d'Arch., *N. granifer* Douv., *N. atacicus* Leum, *N. murchisoni* Brun., *N. irregularis* Dech., *N. distans* Desh.	Черкесская (зеленая) свита		Лютетский	
	Нижний	*Globorotalia subbotinae* Morosova, *Trucorotalia lensiformis* Subb.	*N. globulus* Leum (AB) *N. lucasi* d'Arch., *N. atacicus* Leum (AB) *N. pustolosus* Douv. *N. aquitanicus* Ben.			Ипрский	
Палеоцен	Верхний	*Globorotalia conicotruncata* Subb. (?)	*N. subplanulatus* Douv. *N. heeri* de la Harpe, *N. subatacicus* H. Douv.	Абазинская свита Свита Горячего ключа		Танетский	
	Нижний	*Globigerina subsphaerica* Subb. *Globigerina pseudobulloides*, *Globorotalia angulata* White	*N. praecursor* de la Harpe.	Эльбурганская свита		Монский(?)	
Верхний мел	Датский ярус					Датский	

2) толщи кварцевых песков и песчаников (сотни метров) — платформенные формации Северного Предкавказья;

3) толщи биогенных известняков, иногда с глауконитом небольших мощностей (десятки — первые сотни метров) — формации плоских относительных поднятий срединного массива (Западная Грузия);

4) толщи глин с прослоями песчаников и мергелей значительных мощностей (до 0,5—2 *км*) — формации миогеосинклинальных прогибов (восточный Азербайджан, восточное окончание Аджаро-Триалетского прогиба);

5) толщи терригенно-карбонатного флиша весьма значительных мощностей (до 1,5—2,5 *км*) — формации узких геосинклинальных прогибов, ограниченных кордильерами (Чиаурский, Новороссийский, Аджаро-Триалетский прогибы);

6) очень мощные (до 2—4 *км*) толщи лав и пирокластолитов, преимущественно среднего и кислого состава, с подчиненными горизонтами известняков — формации типичных эвгеосинклинальных прогибов; им обычно подчинены интрузии различного состава (Севанский, Ордубадский, Талышский, западная часть Аджаро-Триалетского прогиба).

Палеогеновые отложения Северо-Западного Кавказа описаны в работах И. М. Губкина, Н. Б. Вассоевича, Б. М. Келлера и В. В. Меннера, С. Т. Короткова, В. А. Гроссгейма. Палеогену Центрального Предкавказья посвящены работы К. А. Прокопова, И. А. Коробкова, Б. П. Жижченко, Н. Н. Субботиной, Е. К. Шуцкой, Г. П. Леонова, Н. С. Волковой. Палеоген Восточного Предкавказья и Дагестана описан в трудах Н. С. Шатского, Д. В. Дробышева, В. Д. Голубятникова.

Разработка стратиграфии палеогеновых отложений Грузии связана с именами Б. Ф. Мефферта, А. Н. Рябинина, М. С. Швецова, В. П. Ренгартена, Н. Б. Вассоевича, В. Е. Пахомова, П. Д. Гамкрелидзе, И. В. Качарава, М. И. Варенцова, Е. К. Вахания, М. Ф. Дзвелая.

Стратиграфия палеогена восточного Азербайджана, основы которой были заложены И. М. Губкиным, освещена в работах М. Ф. Мирчинка, А. А. Ализаде, В. В. Вебера, В. Е. Хаина, К. А. Ализаде, Д. М. Халилова и др.

Палеоген Талыша изучен Ш. Ф. Мехтиевым, В. Г. Морозовой, М. В. Багмановым; северо-восточных склонов Малого Кавказа — Д. М. Халиловым, К. А. Ализаде, З. В. Кузнецовой и др.

Современная стратиграфическая схема палеогена Армении разработана главным образом в трудах А. А. Габриеляна; ей посвящены также исследования А. Т. Асланяна, А. Т. Вегуни, О. А. Саркисяна. Оригинальные представления о стратиграфии палеогена Малого Кавказа изложены в работах К. Н. Паффенгольца.

Палеогеновые отложения Нахичеванской автономной республики описаны Ш. А. Азизбековым и Т. А. Мамедовым.

Большое значение для разработки стратиграфии палеогена Кавказа имели исследования микропалеонтологов Н. Н. Субботиной, Д. М. Халилова, В. Г. Морозовой, Е. К. Шуцкой, М. В. Качарава, Н. А. Саакян-Гезалян.

Перейдем к характеристике нижнепалеогеновых отложений по отдельным районам.

На северном склоне Большого Кавказа, за исключением самой западной его части, палеоцен и эоцен выражены довольно однообразными глинисто-мергельными отложениями, слабо охарактеризованными макрофауной, но весьма богатыми фораминиферами, что дало основание назвать их фораминиферовыми слоями. Непрерывность и полнота

разреза при относительной выдержанности фаций и богатстве микрофауной позволяет считать разрез Предкавказья эталонным при расчленении палеоцена и эоцена Кавказа.

В Центральном Предкавказье, в бассейнах Кубани (южнее Черкесска), Кумы и Подкумка палеоцен представлен тремя свитами (300—500 *м*). На размытой поверхности известняков маастрихтского или датского ярусов залегает так называемая эльбурганская свита, сложенная серыми и зеленоватыми мергелями или известковистыми аргиллитами, в нижней части несколько кремнистыми и песчанистыми, с мелкими линзочками слюдистого песка. Мощность 180—250 *м*. В свите найдена микрофауна, характерная для нижнего палеоцена, а также описанные И. А. Коробковым остатки пелеципод, гастропод, брахиопод, кораллов, ежей, многие из которых присутствуют в палеоцене Дании и Швеции.

Выше трансгрессивно залегает свита Горячего ключа — толща темно-серых некарбонатных аргиллитов с фауной палеоценовых пелеципод, в средней части содержащая прослои кварцевых песков и песчаников (20—60 *м*). Мощность 130—250 *м*. Вверх она согласно переходит в абазинскую свиту. Последнюю слагают мягкие серые кремнистые мергели и глины с кремнистыми конкрециями и прослои более плотных светлых опок. Местами встречаются линзочки мелкозернистого песка. Для минералогического состава свиты характерно присутствие амфибола, наличие которого, как и кремнистость пород, по-видимому, связано с одновременными вулканическими процессами, имевшими место где-то на Кавказе. Мощность 20—35 *м*. В микрофаунистическом отношении свиты Горячего ключа и абазинская относятся, по Е. К. Шуцкой, к единому верхнепалеоценовому нальчикскому горизонту.

Эоцен, залегающий трансгрессивно, начинается с черкесской (или зеленой) свиты. В низах ее выделяется горизонт зеленоватых песчано-мергелистых пород с конкрециями кремнистых мергелей; выше они переходят в зеленые и голубоватые слюдистые мергели и известковистые глины, а в самых верхах свиты появляются белые мергели. В средней ее части присутствует фауна моллюсков (*Variamusium captiosum* Korob., *Dentalium ignotum* Korob. и др.). Мощность до 100—170 *м*.

По фауне мелких фораминифер в свите выделяются три горизонта. Нижние два относят соответственно к нижнему и среднему эоцену; верхний же горизонт белых мергелей, который выделяется появлением новых видов фораминифер, характерных для всего верхнего эоцена (*Globigerinoides conglobatus*) или его низов (*Acarinina rotundimarginata, Hantkenina alabamensis*), было предложено (Е. К. Шуцкая) выделять в качестве самостоятельной керестинской свиты, установленной в Ю. Ергенях и на Ставрополье, и относить его к верхнему эоцену.

Выше залегает кумская (или бурая) свита — толща темных буровато-серых битуминозных сланцеватых мергелей, в изобилии содержащих чешуйки и реже костные остатки рыб *Lyrolepis caucasica* Rom. Мощность 60—100 *м*. Битуминозные бурые породы кумской свиты с остатками пелагических фораминифер и почти лишенные бентальной фауны представляют характернейший для Крымско-Кавказской области горизонт (или фацию?) осадков, накапливавшихся в условиях специфического гидрохимического режима, по-видимому, на значительных глубинах при сероводородном заражении придонных слоев воды.

Венчающая разрез эоцена белоглинская (или белая) свита представлена светлыми — голубоватыми или зеленоватыми — мергелями, глинистыми в верхней части. По макрофауне в свите выделяются два горизонта — нижний со *Spondylus buchi* Phil. и маломощный верхний, содержащий нередко богатую фауну моллюсков (горизонт с *Variamusium fallax* Korob.). Соответствующие два горизонта (зоны) намечаются и по микрофауне. Возраст слоев с *Var. fallax* и *Bolivina* неясен; некоторые исследователи помещают их в основание олигоцена [1]. Мощность свиты 70—200 *м*, всего эоцена 250—450 *м*, а палеоцена и эоцена в целом достигает 600—800 *м*. Выше залегают темные глинистые отложения майкопской серии, отвечающие олигоцену.

Существенно изменяется разрез нижнепалеогеновых отложений к северу и северо-западу от рассмотренного района в области **Ставрополья и Азово-Кубанской низменности.** В пределах сравнительно узкой широтной полосы, идущей через Невинномысск — Майкоп — Краснодар, преимущественно глинисто-мергельные отложения палеоцена и нижней части эоцена сменяются толщей серых средне- и мелкозернистых песчаников и песков («надзорненская серия»). Мощность их достигает на Ставропольской возвышенности 600—650 *м* (т. е. в 1,5—2 раза больше, чем мощности соответствующих отложений в Центральном Предкавказье), а в восточной части Азово-Кубанской низменности 600—850 *м*, далее к западу постепенно вновь уменьшаясь вплоть до полного выклинивания в северо-западной части этой депрессии. Верхняя граница песчаных фаций, по-видимому, в разных разрезах колеблется в рамках нижнего — среднего эоцена, а нижняя местами, возможно, опускается в датский ярус. Смена преимущественно глинистых отложений нижнего палеогена песчаными по мере удаления от Кавказского хребта свидетельствует о том, что главный источник обломочного материала находился не в области Большого Кавказа, а севернее — в южной части Русской платформы. В переносе этого материала большую роль играли течения.

Вышележащая часть разреза литологически довольно сходна с более южными районами. Здесь выделяется среднеэоценовая толща зеленовато-серых глин и мергелей — аналог верхней части черкесской свиты. Верхний эоцен начинается мергелями с микрофауной керестинской свиты и кофейного цвета мергелями и песчаниками кумской. Нижней части белоглинской свиты отвечает здесь так называемая солонская свита — карбонатные зеленые глины; они покрываются светло-зелеными мергелями с *Bolivina antegressa.*

Особый тип строения нижнепалеогеновых отложений характерен для **западной части северного склона Большого Кавказа.**

При движении к западу от р. Лабы вдоль северного склона Кавказа полнота и мощность разреза резко сокращается, появляется ряд перерывов, а отдельные свиты, в частности эльбурганская и Горячего ключа, почти или целиком выпадают из разреза. Эти явления достигают максимума на меридиане р. Белой, к западу от которого палеоцен и эоцен вновь достигают весьма мощного развития, но представлены уже несколько иными фациями. Отмеченные изменения в разрезе, аналогичные наблюдаемым в меловых отложениях, связаны с тем, что в

---

[1] *Variamusium fallax,* по-видимому, не ограничен в своем вертикальном распространении одной зоной и может присутствовать как в верхах эоцена, так и в низах олигоцена (в Армении). То же, по данным Н. А. Саакян-Гезалян (1960), можно сказать о слоях с *Bolivina.*

районе рек Лабы — Пшехи полоса современных выходов палеогена пересекает Адыгейское поперечное поднятие и переходит во флишевый прогиб северо-западного Кавказа.

Свойственный последнему тип разреза, детально изученный В. А. Гроссгеймом, прослеживается к западу от р. Пшиш вплоть до Черного моря, приобретая наибольшую полноту и мощность в междуречье рек Иль и Абин.

Палеоцен и нижний эоцен образуют здесь флишевую формацию мощностью до 1,5—1,7 *км*, в которой удается установить аналоги свит Центрального Предкавказья (по микрофауне) и провести более дробное подразделение.

В основании разреза выделяется свита цице (аналог эльбурганской), с несогласием налегающая на разные горизонты маастрихта. Она представлена карбонатным флишем. Типичные ритмы ее начинаются известковистыми песчаниками, изредка конгломератами, выше следуют алевролиты с иероглифами, затем мергели с фукоидами и вверху — прослойки слабо- или неизвестковистых глин. В свите присутствуют также маломощные зоны подводно-оползневых нарушений. Мощность достигает в центре прогиба 800 *м*, к северу и к востоку она убывает, свита становится мергелистой и теряет флишевый облик.

Свита Горячего ключа (до 900 *м*) характеризуется четкоритмичным чередованием светлых алевролитов и серых и зеленых, большей частью неизвестковистых глин. В средней ее части появляются пачки песчаников и зоны подводно-оползневых нарушений. Выше трансгрессивно со слабым несогласием залегает ильская свита (аналог абазинской), также представленная терригенным флишем (до 170 *м*). В отличие от предыдущих свит, в ее строении большую роль играют три мощных подводно-оползневых горизонта с включениями глыб, галек и обломков нижне- и верхнемеловых пород. Они представлены в фациях северного склона и, вероятно, происходят из зоны погребенного поднятия, ограничивавшего флишевый прогиб с севера. Для нижней части свиты, как и для абазинской, характерна примесь свежего вулканического материала. Возраст описанных свит доказывается присутствием в них палеоценовых фораминифер и пелеципод.

Последняя флишевая свита — зыбзинская — связана с ильской постепенным переходом и выражена ритмичным чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов, мергелей и жирных неизвестковистых глин с фукоидами, мощностью до 80 *м*. Наличие *Truncorotalia lensiformis* и др. позволяет сопоставлять ее с низами черкесской свиты и датировать нижним эоценом.

Вышележащая часть разреза эоцена представлена глинисто-мергельными толщами, легко параллелизуемыми со свитами Центрального Предкавказья. Аналогом отложений черкесской свиты (кроме ее низов) являются здесь серо-зеленые известковистые глины и мергели с примесью алевритового материала, с отдельными прослойками алевролитов. Среди них выделяются 3 свиты. Нижняя кутаисская (до 200 *м*) содержит прослойки кила и примесь вулканогенного материала. Выше, местами с признаками несогласия, залегает калужская свита (150—400 *м*), которая на сводах антиклиналей заключает, помимо глин, прослои песчаников и конгломератов; ее перекрывают мергелистые глины хадыженской свиты. Все три свиты содержат комплекс фораминифер среднего эоцена, а калужская свита — также и пелеципод (*Variamusium captiosum* и др.). Однако в верхах хадыженской свиты появляется пачка известняков с *Globigerinoides conglobatus*,

которая, очевидно, отвечает уже верхнему эоцену и соответствует керестинской свите более восточных районов.

Выше следует кумская свита (до 220 *м*), местами на сводах складок залегающая трансгрессивно, с конгломератом в основании. Фациальный облик ее к западу несколько меняется: бурые битуминозные мергели с прослоями горючих сланцев переходят в чередование серых и зеленых неизвестковистых алевролитов и глин.

Разрез эоцена заканчивается неслоистыми белесоватыми мягкими органогенными известняками и мергелями белоглинской свиты (до 150 *м*), переполненными кокколитофоридами (крупными жгутиковыми водорослями) и иногда фораминиферами.

Суммарная мощность глинисто-мергелистой части разреза (среднего и верхнего эоцена) доходит до 1 *км*, а палеоцена и эоцена в целом — до 2—2,7 *км*.

Перейдем к характеристике нижнепалеогеновых отложений, развитых **к востоку от Центрального Предкавказья.** К юго-востоку от Минераловодского района, на междуречье Малки и Баксана (на р. Куркужин) отложения палеоцена — среднего эоцена выпадают из разреза и на породы верхнего мела трансгрессивно налегают отложения кумской свиты, отличающиеся сильной песчанистостью. Восточнее нижние горизонты палеогена вновь появляются, однако мощность палеоцена (50—70 *м*) в районе Нальчика значительно меньше, чем на Кубани и Подкумке; мощность эоцена также убывает до 150—200 *м*. Подобные небольшие мощности (100—250 *м*) палеоцена — эоцена характерны для всего Восточного Предкавказья.

Верхний палеоцен (нальчикский горизонт) выражен в Кабарде так называемой свитой флоридиновых глин (10—12 *м*) — чередованием прослоев твердых и мягких зеленовато-серых монтмориллонитовых кремнистых глин с радиоляриями, диатомеями и фораминиферами. Эти глины («нальчикины»), представляющие, видимо, продукт изменения морских осадков, содержащих значительную примесь вулканического пепла являются прекрасным отбеливающим веществом (адсорбент). Остальные горизонты палеоцена и эоцена в Кабарде сходны с более западным районом. Следует отметить лишь наличие прослоев разложенного вулканического пепла в черкесской свите.

Далее к востоку, в **Черных горах и Северном Дагестане** нижняя часть палеогена выражена так называемыми «пестроцветами» — чередованием зеленых и красно-бурых мергелей мощностью до 70—90 *м*. Толща эта очень бедна макрофауной, но изучение микрофауны (Е. К. Шуцкая) показало, что «пестроцветы» подстилаются породами датского яруса (кубанский горизонт с датскими ежами и *Globigerina mosquini)* и содержат фораминиферы всех зон палеоцена и нижнего эоцена (до зоны *Globorotalia subbotinae* Morosova включительно).

В Южном Дагестане пестроцветные мергели по простиранию сменяются так называемыми «сероцветами» — темно-серыми, с синеватым и зеленоватым оттенком оскольчатыми неслоистыми мергелями (до 165 *м*). Вниз они переходят в известняки датского яруса и принадлежат, судя по макро- и микрофауне, верхней части последнего (мергели с *Echinocorys sulcatus* Goldf. и др.), палеоцену и нижнему эоцену.

Выше «пестроцветов» и «сероцветов» в Восточном Предкавказье залегают белые, серые и зеленоватые известняки и мергели, нередко пиритизированные, мощностью от нескольких десятков метров (в Северном Дагестане) до 100 *м* (в Южном Дагестане), сопоставляемые с верхней частью черкесской, а также керестинской свитой.

Вышележащие слои верхнего эоцена выражены бурыми битуминозными мергелями кумской свиты (до 35 *м*) и более светлыми — желтовато-зелеными или коричневатыми (в Южном Дагестане) плотными и мягкими мергелями и известняками, отвечающими белоглинской свите (до 60 *м*). Они перекрываются карбонатными глинами хадумского горизонта. Общая мощность палеоцена и эоцена в Дагестане невелика и обычно не превышает 150—250 *м*.

Сходный разрез нижнего палеогена наблюдается и в северном Азербайджане (Кусаро-Дивичинский прогиб).

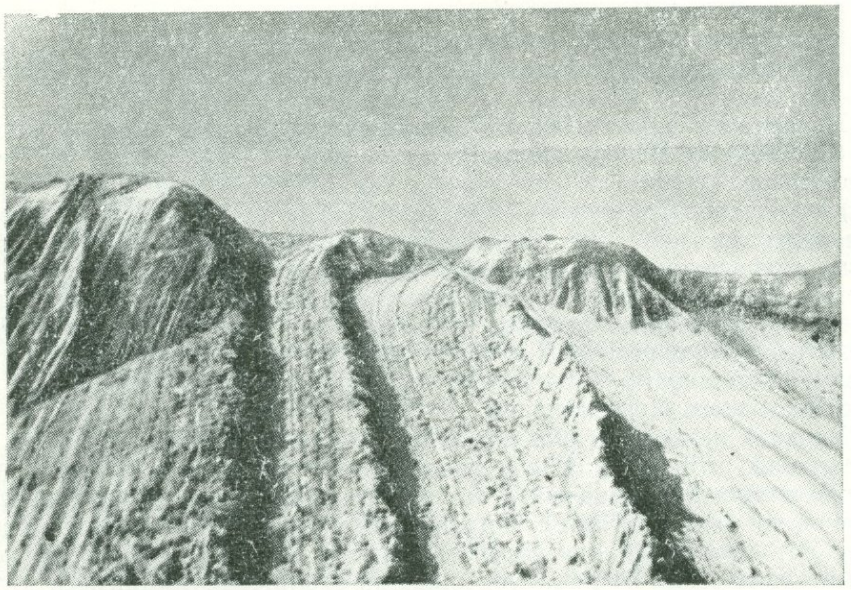


Рис. 28. Нижнепалеогеновые отложения западной части Апшеронского п-ова. Фото З. В. Тимофеевой

На территории равнинной части **Восточного Предкавказья** отложения палеоцена и эоцена, залегающие под покровом более молодых отложений, развиты повсеместно и представлены маломощной (100—150 *м*) глинисто-мергельной толщей.

На южном склоне Большого Кавказа слои палеогена не образуют непрерывной полосы, а выступают на отдельных разобщенных участках, отвечающих различным структурно-фациальным зонам и соответственно отличаются большим фациальным разнообразием.

В восточном Азербайджане — в Кобыстане, на Апшеронском п-ове, а также на прилегающем участке северного склона (южное крыло Кусаро-Дивичинского прогиба) выделяются две свиты преимущественно глинистых отложений, почти лишенных макрофауны: сумгаитская, соответствующая палеоцену и верхней части датского яруса, и коунская, отвечающая эоцену (рис. 28).

Сумгаитская свита представлена красно-бурыми и зеленовато-серыми, преимущественно некарбонатными глинами с прослоями мергелей, алевролитов и иногда известняков с многочисленными марганцовыми конкрециями в верхней части. В Будугском прогибе появляются прослои более грубого материала, вплоть до песчаников и конгло-

мератов. Мощность 100—300 *м*. По микрофауне и отчасти по литологическим особенностям в свите выделяются нижняя подсвита с фораминиферами датского яруса — нижнего палеоцена и верхняя подсвита с примитивными песчанистыми фораминиферами, отвечающая верхнему палеоцену.

Коунская свита отличается преобладанием зеленовато-серых глин. Мощность ее 800—1200 *м*. По литологическим признакам и распределению фораминифер она подразделяется на три подсвиты.

Нижний коун выражен светлыми, зеленовато-серыми, изредка темно-красными известковистыми глинами с отдельными прослоями мергелей, известковистых песчаников, а также туфопесчаников и бентонитовых глин, указывающих на синхроничные проявления вулканической активности. Мощность до 175—200 *м*. В подсвите выделяются три микрофаунистические зоны нижнего и среднего эоцена, позволяющие сопоставить ее с черкесской свитой Центрального Предкавказья.

Средний и верхний коун отвечают верхнему эоцену. Средний коун, выраженный темно-бурыми неизвестковистыми глинами с ярозитом, пиробитуминозными сланцами с остатками рыб и редкими планктонными фораминиферами (до 200—450 *м*), легко параллелизуется с кумской свитой Северного Кавказа, а верхний коун, литологически близкий к нижнему коуну и содержащий *Globigerinoides conglobatus* H. B. Brady (до 600 *м*), — с белоглинской.

Некоторая изменчивость литологического состава и мощностей, наблюдаемая в сумгаитской и коунской свитах, отражает наличие относительного поднятия на месте осевой полосы современного мегантиклинория Большого Кавказа. Он формировался в результате разрастания ряда кордильер (Вандамской, Бешбармакской и др.) и постепенного отмирания разделявших их прогибов (Дибрарского, Будугского и др.). Наибольший прогиб — Шемахино-Кобыстанский — развивается к югу от Вандамской кордильеры; в верхнем коуне по увеличению песчанистости разреза к югу впервые намечается положение южного крыла этого прогиба.

К северо-западу от Шемахи, после 200-километрового перерыва, палеогеновые отложения вновь появляются в виде узких полос, часто ограниченных надвигами, в **Восточной Грузии** — Кахетинском хребте, северной Карталинии и Южной Осетии. Этими отложениями, приуроченными к южной части Чиаурского флишевого прогиба, заканчивается его разрез. Отложения маастрихта вверх согласно переходят в так называемую надорбитоидовую (в Южной Осетии и Карталинии) или шахветильскую (в Кахетии) свиту, по-видимому, отвечающую датскому ярусу — палеоцену. Она представляет собой типично флишевое переслаивание пестроцветных — вишнево-красных и зелено-серых глин и аргиллитов с алевролитами, песчаниками, мергелями и изредка известняками с остатками водорослей Lithotamnium и редкой микрофауной (*Globorotalia angulata* White и др.). Для свиты характерны флишевые фигуры — фукоиды и иероглифы. Мощность ее 250—500 *м* и более. На ней залегает свита квакеврисхеви, также выраженная флишевым чередованием зеленых и серых мергелей и аргиллитов с прослоями мелкозернистых песчаников и известняков, с обильной флишевой скульптурой на поверхностях напластования. В ней встречаются фораминиферы, в том числе мелкие нуммулиты, позволяющие датировать возраст нижним и, местами, средним эоценом. Мощность до 500 *м*.

Вышележащая ильдоканская свита, уже не имеющая типично флишевого характера, слагается в нижней части буроватыми, а

в верхней — зеленовато-серыми битуминозными глинами и аргиллитами с прослоями мергелей, алевролитов и песчаников с остатками *Lyrolepis caucasica* (в нижней части), а также *Nummulites striatus* Brug., *N. bouillei* de la Harpe, *N. fabiani* Prev. и др., мощностью в 500 *м* и более. Эта свита, очевидно, отвечает верхнему эоцену и, в общем, соответствует кумской свите и среднему коуну.

Верхняя часть верхнего эоцена выделяется в так называемые надильдоканские слои.

Мощности палеоцена — эоцена достигают в Чиаурском флишевом прогибе 1,5—2,5 *км*. Южный борт его обозначается в южной Осетии **и бассейне Арагви** полосой эоценовых отложений, резко несогласно налегающих на мезозойские образования до доггера и лейаса включительно. Они представлены грубыми, глыбовыми конгломератами из обломков мезозойских пород, а также туфобрекчиями, туфами и прослоями глин и песчаников с нуммулитами среднего эоцена. Мощность этого горизонта весьма изменчива (20—300 *м*). Источником материала для глыбовых конгломератов, несомненно, являлась суша, непосредственно ограничивавшая с юга флишевый прогиб.

Глыбовые конгломераты перекрываются полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов, переходящими вверх в темно-серые и зеленовато-серые глины и аргиллиты с прослоями песчаников, мергелей и песчанистых известняков с верхнеэоценовыми нуммулитами, общей мощностью до 500—1000 *м*. В нижней части этой толщи присутствуют также бурые глины с ярозитом и гипсом, содержащие рыбные остатки (аналог кумской свиты?).

В северо-западной Грузии — в Раче, Лечхуме, Мегрелии, Абхазии и далее **вдоль Черноморского побережья** вплоть до района г. Сочи мы встречаемся с относительно маломощными (150—300 *м*) карбонатными отложениями палеоцена и эоцена. Последние либо связаны непрерывным разрезом с известняками датского яруса (Абхазия), либо трансгрессивно налегают на разные горизонты мела и даже верхней юры. Различаясь в деталях, эти отложения все же могут быть сведены к двум основным типам разрезов, характеризующимся преимущественным развитием органогенных известняков (Рача, Лечхум, район Сухуми) или мергелей (некоторые районы Мегрелии, Абхазии, район Сочи). Первые свойственны мелководным, периферическим участкам бассейна (участки относительного поднятия), вторые — относительно более глубоководным и удаленным от побережья участкам. В разрезах первого типа выделяется палеоцен, представленный белыми, серыми и зеленоватыми (глауконитовыми), нередко мраморизованными известняками, иногда переходящими в ракушники, в которых присутствуют многочисленные моллюски — *Cucculaea volgensis* Barb., *Cyprina morrisi* Sow. и другие формы, характерные для палеоцена Поволжья и Крыма, а также брахиоподы, ежи *(Echinocorys)*, литотамниевые водоросли и пр. Мощность палеоцена 50—130 *м*.

Эоцен выражен серыми и зеленоватыми известняками, нередко чередующимися с мергелями, содержащими мелкие фораминиферы нижнего, среднего и верхнего эоцена, а в восточных районах — также остатки пелеципод, брахиопод и ежей. Мощность порядка 100—300 *м*. В средней части этой толщи выделяется горизонт плитчатых глинистых мергелей (2—60 *м*) с чешуями *Lyrolepis caucasica*, в некоторых разрезах залегающий трансгрессивно.

Разрезы второго типа фациально сходны с фораминиферовыми слоями Северного Кавказа. Так, в Сочинском районе нижний палеоген

представлен оливково-зелеными, серыми и пестроцветными мергелями, среди которых по фораминиферам установлены палеоцен (50 *м*) и нижний, средний и верхний эоцен (200—250 *м*). В верхнем эоцене выделяются буровато-серые тонкоплитчатые битуминозные мергели и глины с *Lyrolepis caucasica* и планктонными фораминиферами (3—20 *м*) и залегающие выше зеленые и пестрые мергели с *Globigerinoides conglobatus*, а местами с *Bolivina* в верхней части (80—85 *м*).

К северу от этой фациальной зоны, **в северной части Сочинского, Туапсинском и Анапском районах** Черноморского побережья, прослеживаются выходы более мощных палеоцен-эоценовых отложений Новороссийского прогиба, ось которого по сравнению с верхнемеловой эпохой несколько сместилась к югу, в прибрежную часть Черного моря.

Согласно налегающие на алевролито-мергельный флиш датского яруса палеоценовые отложения в нижней части (аналог свиты цице) также представляют типично флишевое чередование алевролитов, мергелей и глин (200—400 *м*). В верхнем палеоцене, сложенном алевролитами, глинами, песчаниками (400—500 *м*), отложения постепенно утрачивают флишевый характер. Общая мощность палеоцена 600—850 *м*.

Нижне- и среднеэоценовые отложения в Сочинском районе вновь выражены ритмичным чередованием алевролитов, мергелей и глин (200 *м*). Они перекрываются ритмичным чередованием алевролитов, коричневых битуминозных мергелей и горючих сланцев верхнего эоцена (аналог кумской свиты) мощностью до 100 *м*.

В Туапсинском районе близкие по составу отложения нижнего — среднего (60 *м*) и верхнего (120 *м*) эоцена не имеют флишевого характера и сложены в основном глинами и мергелями.

Во внутренних частях Закавказского межгорного прогиба, где нижнепалеогеновые отложения не выходят на поверхность, об их присутствии и характере разреза позволяют судить данные глубоких скважин, а также данные о строении палеогена по периферии впадин.

В центральной части Рионской впадины нижний и средний палеоцен и эоцен распространены не повсеместно и представлены маломощными мергелистыми глинами с прослоями мергелей, песчаников и известняков (до 100—200 *м*), связанными постепенными переходами с датским ярусом. Верхний эоцен так же, как и олигоцен и миоцен, отсутствует.

В средней части **Карталинской** (Западнокуринской) **впадины** палеоген отсутствует, и миоцен непосредственно ложится на породы верхнего мела. Вопрос о присутствии палеоцена и эоцена в более восточных частях Куринской депрессии остается открытым, но наличие их на ряде ее периферических участков несомненно.

Нижнепалеогеновые отложения **Малого Кавказа** отличаются от палеоцена и эоцена Большого Кавказа большими мощностями и исключительно широким распространением вулканогенных, а также флишевых фаций. Они развиты в ряде палеогеновых геосинклинальных прогибов — Аджаро-Триалетском, Севанском, Ордубадском, Ереванском, Талышском. Наиболее мощные и полные разрезы палеоцена и эоцена характерны для **Аджаро-Триалетского прогиба.** В этой зоне намечаются комплексы отложений, охватывающих соответственно: палеоцен — нижний эоцен, средний эоцен и верхний эоцен.

Палеоцен и нижний эоцен представлены так называемой боржомской флишевой свитой, залегающей местами несогласно на отложениях верхнего мела. Она выражена ритмичным чередованием про-

слоев аргиллитов, песчаников, мергелей и известняков с очень редкими нуммулитами. В нижней ее части, отвечающей палеоцену (90—1000 *м*), встречаются *Nummulites praecursor, N. subplanulatus, N. heeri* и др., а также *Globorotalia crassata* Cushman. Верхняя часть свиты (до 500 *м* и более) отличается обилием туфогенного материала в виде туфопесчаников и туфов. Здесь присутствуют нижнеэоценовые *Nummulites atacicus, N. planulatus, N. lucasi, N. globulus* и пр., а также мелкие фораминиферы зоны Truncorotalia aragonensis, позволяющие допускать принадлежность верхов свиты уже к среднему эоцену. Мощность боржомского флиша весьма изменчива и колеблется от сотни метров на крыльях прогиба до 1,5—2 *км* в его осевой части.

В среднем эоцене вулканическая деятельность достигает максимальной силы. Флиш сменяется вулканогенной толщей огромной мощности (1—4 *км*). Толща эта представлена покровами андезитовых порфиритов, чередующихся с их туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, а также с аргиллитами. Она заключает фауну среднеэоценовых нуммулитов — *Nummulites laevigatus, N. murchisoni, N. irregularis, N. gallensis, N. granifer* и др., а также мелких фораминифер зоны Acarinina crassaeformis.

В восточной части Аджаро-Триалетской зоны, где вулканизм проявился значительно слабее, вулканогенные фации постепенно замещаются осадочными. В районе Тбилиси к среднему эоцену принадлежит относительно маломощная (до 250 *м*) дабаханская свита мергелей с прослоями песчаников, известняков и глин, с фауной нуммулитов и рыб, содержащая лишь примесь вулканогенного материала в виде туфов и туфопесчаников. Ее сменяет так называемая «толща запутанного напластования» (0—200 *м*) — туфобрекчии, туфы, туфопесчаники и беспорядочные нагромождения глыбовых конгломератов из палеогеновых и верхнемеловых пород, обязанные своим происхождением обвально-оползневым процессам в прибрежных участках бассейна с резко расчлененным рельефом и активным вулканизмом. В этой свите также содержатся среднеэоценовые нуммулиты. По-видимому, она является стратиграфическим и фациальным аналогом горизонта глыбовых конгломератов южного склона Большого Кавказа.

В конце среднего эоцена в области Аджаро-Триалетии происходит значительная регрессия и складчатость, возможно сопровождаемая внедрением габбро-диоритовых и сиенито-диоритовых (?) интрузий.

Верхнеэоценовые отложения в западной и восточной частях Аджаро-Триалетии также существенно различны. В западной части, на южном склоне Аджаро-Имеретинского хребта, на породы среднего эоцена с угловым несогласием налегает адигенская вулканогенная свита (до 1 *км*), в которой андезиты, андезито-базальты и базальты и их пирокластолиты чередуются с песчано-глинистыми породами. На северо-западной периферии зоны, в Гурии, аналогичное стратиграфическое положение занимает вулканогенно-осадочная толща с туфами, туфобрекчиями, глыбовыми брекчиями и лавами щелочного состава — анальцимовыми андезито-базальтами и трахитами, которая перекрывается и фациально замещается мергелями и глинами верхнего эоцена. Мощность верхнего эоцена здесь до 1 *км*.

В более восточных районах Аджаро-Триалетской зоны верхний эоцен выражен осадочными, песчано-глинистыми или реже мергельными отложениями, часто содержащими верхнеэоценовые нуммулиты *N. striatus, N. fabiani, N. bouillei, N. incrassatus* и др.

Такова, в частности, верхнеэоценовая толща окрест-

ностей Ахалцихе на южном склоне Имеретинского хребта — так называемая «толща Марды». Она сложена песчаниками и глинами с богатейшей фауной нуммулитов, пелеципод, гастропод, кораллов и пр., насчитывающей значительно более сотни форм; совместно с эоценовыми здесь встречаются и олигоценовые моллюски. Мощность толщи около 400 *м*.

Другая характерная фация верхнего эоцена (его нижней части), также появляющаяся в Ахалцихском бассейне и получающая широкое развитие далее к востоку — это «рыбные» или «лиролеписовые слои» — темно-серые и бурые сланцеватые мергели и глины с остатками *Lyrolepis caucasica*. В окрестностях Тбилиси аналогичная толща, залегающая на «свите запутанного напластования», выделена под названием навтлугской свиты (до 200—400 *м*). В этих отложениях легко увидеть фациальное и стратиграфическое сходство с кумской свитой Северного Кавказа, тем более, что рыбные слои обычно сменяются вверх песчано-алеврито-глинистой толщей с нуммулитами и *Globigerinoides conglobatus*, так называемой тбилисской нуммулитовой свитой (от 1000 до 2300 *м*), которая, возможно, приблизительно соответствует белоглинской (?). Впрочем, по данным И. В. Качарава, комплексы отложений с нуммулитами и *Lyrolepis* могут сменять друг друга и в горизонтальном направлении.

В верхах нуммулитовой свиты местами (в районе Хашури) совместно с верхнеэоценовыми нуммулитами и моллюсками присутствуют *Variamusium fallax* и *Bolivina*.

Общая мощность палеоцена и эоцена в западной части Аджаро-Триалетской зоны достигает 5—7 *км*, в восточной сокращается до 4—5 *км*.

К югу от Аджаро-Триалетского прогиба в палеогене протягивалась Сомхето-Карабахская антиклинальная зона с ее западным продолжением, скрытым под лавами Ахалкалакского нагорья. На северо-восточном крыле этой зоны в **Кировабадском районе,** прослеживается полоса маломощных глинисто-мергельных нижнепалеогеновых отложений, весьма напоминающих фораминиферовые слои Северного Кавказа. В некоторых разрезах по фауне фораминифер устанавливается палеоцен, иногда связанный непрерывным переходом с датским ярусом. Это — чередование светлых, вверху красно-бурых известняков, мергелей и известковистых глин мощностью до 100 *м*. Согласно на палеоцене или трансгрессивно на породах верхнего мела, местами с конгломератом в основании залегают отложения эоцена — серовато-зеленые, реже красно-бурые мергелистые глины и мергели с прослоями песчаников, иногда туфогенных (до 280 *м*). По макро- и микрофауне здесь устанавливаются нижний, средний и верхний эоцен. К северо-востоку, т. е. в сторону Куринской впадины, мощность отложений заметно возрастает.

Между Тбилисским и Кировабадским районами палеогеновые отложения почти нигде не обнажаются, за исключением **низовий р. Акстафы,** где А. А. Атабекяном недавно были обнаружены выходы среднеэоценовых известняков с нуммулитами, трансгрессивно налегающих, по Р. Н. Абдуллаеву, на верхний мел. Несколько восточнее скважинами выше этой толщи были вскрыты породы среднего (100 *м*) и верхнего (215 *м*) эоцена в фациях фораминиферовых слоев (глины с прослоями известняков, мергелей, тонкозернистых песчаников). Очевидно, замещение триалетского флиша фацией фораминиферовых слоев происходит где-то между Тбилиси и Акстафой.

Следующей к югу зоной мощного развития палеогена является **Севанский прогиб,** разрез которого был изучен А. А. Габриеляном и наиболее детально О. А. Саркисяном (1959).

1. В его западной части на верхнесенонских известняках согласно залегают темно-серые и розовато-бурые песчанистые известняки и мергели датского яруса — палеоцена мощностью до 120 *м*, содержащие *Globorotalia* aff. *angulata, Globigerina pseudobulloides, Gl. triloculinoides* и др., и остатки рыб; восточнее известняки сменяются карбонатным флишем.



Рис. 29. Эоценовые лавы в западной части Базумского хребта (Малый Кавказ, Севанский синклинорий). Фото А. Соколова

2. Известняки перекрываются нижнеэоценовой свитой ритмичного флишоидного чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей, частью туфогенных (250 *м*), или известняками и известковистыми песчаниками с *Nummulites planulatus.*

3. Выше резко трансгрессивно, местами с конгломератом в основании залегают серые и желтые известняки и известковистые песчаники (свыше 200 *м*) с обильной нуммулитовой фауной нижнего *(Nummulites globulus, N. lucasi, N. atacicus)* и среднего *(N. distans, N. murchisoni, N. irregularis)* эоцена. По периферии прогиба эта толща налегает прямо на верхний мел. На отдельных участках Севанского прогиба (бассейн р. Памбак, южные склоны Сомхетского хребта) сходное стратиграфическое положение занимает толща порфиритов (до 600—700 *м*), несогласно залегающая на породах верхнего мела и юры.

4. Выше, без перерыва, а местами трансгрессивно ложится мощная (до 1500—2000 *м*) вулканогенная свита, возраст которой по находкам в разных ее частях линз нуммулитовых известняков с *Nummulites laevigatus, N. atacicus, N. perforatus, N. brongiarti, N. lucasi* и др. определяется как среднеэоценовый. В этой свите выделяются две основные толщи, замещающие и частью перекрывающие друг друга,— преимущественно туфогенная (слоистые туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфы и туфобрекчии) и существенно лавовая (пор-

фириты, кварцевые порфиры, кератофиры и пр.). Кварцевые порфиры и их туфы приурочены к низам свиты (рис. 29).

5. На разные горизонты среднего эоцена несогласно налегает вулканогенная свита, по-видимому, верхнего эоцена (до 1000 *м*), слагающая водораздельные части ряда хребтов. В основании ее залегают конгломераты с галькой среднеэоценовых отложений и прорывающих их в Базумском и Памбакском хребтах гранитоидов. Она сложена, по К. А. Мкртчану, в нижней части преимущественно основными и средними лавами (палеотипными базальтами, андезито-базальтами, трахи-андезитами), их туфобрекчиями, туфопесчаниками с линзами известняков, с фауной низов верхнего эоцена; а в средней и верхней — в основном щелочными, средними и кислыми лавами и туфолавами (трахиандезитами, дацитами, липарито-дацитами и др.), а также их туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Эта вулканогенная свита аналогична адигенской свите Аджаро-Имеретинского хребта. Она прорвана гранитоидными и щелочными интрузиями, галька которых появляется в несогласно налегающих на эоцен среднеолигоценовых отложениях в районе г. Дилижан.

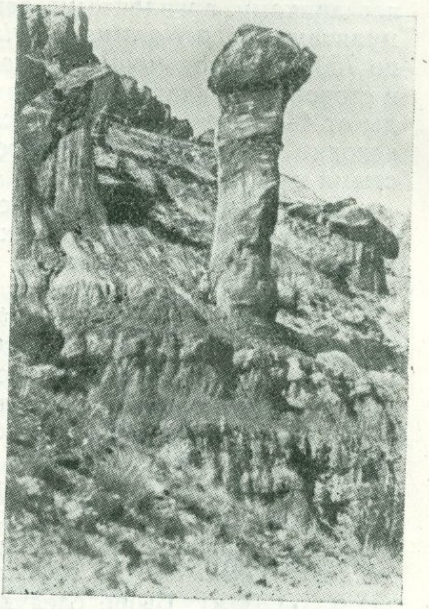


Рис. 30. Пестроцветная вулканогенно-обломочная толща нижнего миоцена в районе г. Каширдаг (Нахичеванская АССР). Фото Е. Е. Милановского

В юго-восточной части Севанского прогиба, в верховьях р. Тертер, ей, по-видимому, соответствует так называемая кельбаджарская свита — мощная (до 1,5 *км*) толща андезитовых и андезито-базальтовых, реже кислых лав, нередко гидротермально измененных, а также их туфов, туфобрекчий и туфопесчаников. Возраст этой свиты определяется условно как верхний эоцен — олигоцен.

Общая мощность палеоцена — эоцена в Севанском прогибе — 3—4 *км*.

В Ордубадском прогибе, который как бы кулисообразно подставляет к югу Севанский и связан с последним широким и глубоким прогибом в районе западной части Варденисского нагорья (где в последние годы доказано мощное развитие вулканогенного эоцена), разрез нижнепалеогеновых отложений близок к севанскому. По данным Т. А. Мамедова (1959), в центральной части прогиба, в среднем течении р. Нахичевань-Чай и Ордубадском районе он начинается с глинисто-песчаных отложений мощностью 100—600 *м*, содержащих микрофауну датского яруса, палеоцена и нижнего эоцена. Выше прослеживается горизонт литотамниевых известняков с нуммулитами нижнего и среднего эоцена (*Nummulites atacicus, N. globulus, N. murchisoni* и др.), на котором залегает мощная вулканогенная толща плагиоклазовых авгитовых порфиритов и их пирокластолитов (0—1000 *м*), относимая Мамедовым к среднему, а более ранними исследователями — к нижнему эоцену.

Среднему эоцену отвечает мощная (до 1000 *м*) вулканогенно-осадочная толща из чередующихся прослоев туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, мергелей, а также порфиритовых лав и пирокластолитов с остатками нуммулитов *N. laevigatus, N. partschi, N. distans, N. lucasi* и моллюсков. Она перекрывается толщей туфоконгломератов, туфобрекчий и туфопесчаников (до 700 *м*).

Выше залегает осадочная толща верхов среднего или нижней части верхнего эоцена, сложенная известковистыми песчаниками, аргиллитами, реже конгломератами с моллюсками и нуммулитами *(N. perforatus, N. gizehensis, N. brongniarti* и др.), мощностью до 750 *м*. Общая мощность палеогеновых толщ резко убывает к западу в сторону Даралагезского поднятия и Нахичеванской наложенной мульды от 4—3,5 *км* до нескольких сот метров; в этом же направлении происходит замещение вулканогенных фаций осадочными песчано-глинистыми и известковистыми.

Верхний эоцен присутствует в северо-восточной части Ордубадского прогиба, в верховьях р. Арпа, где он выражен туфогенно-обломочной толщей с покровами лабрадоровых андезитов мощностью до нескольких сот метров.

Севанский и Ордубадский прогибы связываются с расположенным западнее Ереванским второстепенными узкими прогибами («проливами») — Зангинским и Шагапским, которые характеризуются резко сокращенными по мощности и полноте разрезами нижнепалеогеновых отложений, выраженных мелководными осадочными фациями. Так, в **Шагапском «проливе»** палеоцен и нижний эоцен отсутствуют, и на разные горизонты верхнего мела и палеозоя, по данным А. А. Габриеляна, несогласно налегают среднеэоценовые (лютетские) желтые и серые нуммулитовые известняки с *N. laevigatus, N. irregularis, N. partschi, N. murchisoni, N. subatacicus* и др., а также *Truncorotalia aragonensis* (120 *м*). Выше следуют глины с прослоями песчаников и нуммулитовых известняков с *Nummulites brongniarti, N. perforatus, N. gizehensis* и мелкими фораминиферами *Acarinina crassaeformis* и др. (до 600 *м*). Они перекрываются хорошо охарактеризованными фаунистически песчано-глинистыми и карбонатными осадками верхнего эоцена (200—300 *м*), в которых встречаются *Nummulites fabiani, N. contortus,* дискоциклины и др., из мелких фораминифер *Globigerinoides conglobatus, Hantktnina alabamensis* и др., а также множество пелеципод, кораллов, морских ежей. Таким образом, общая мощность среднего и верхнего эоцена не превышает здесь 900—1000 *м*.

В центральной части **Ереванского прогиба** мы вновь встречаемся с более мощным и полным разрезом нижнего палеогена, выраженным в флишевых и флишоидных фациях. По А. А. Габриеляну, выше фаунистически доказанного датского яруса здесь залегает серия ритмично чередующихся туфогенно-осадочных пород — туфопесчаников, глин, мергелей и известняков. Нижняя часть ее мощностью до 1000 *м*, которая содержит редкие остатки мелких нуммулитов *N. lucasi, N. guettardi* и т. д., относится к нижнему эоцену, частично к палеоцену (?). Средняя часть серии (до 800 *м*), где встречаются *N. oosteri, N. partschi, N. laevigatus, N. brongniarti,* принадлежит среднему эоцену, а верхняя часть (до 500 *м*) с *N. fabiani* и редкими *Variamusium fallax* в верхах — верхнему эоцену. Юго-восточнее, в бассейне р. Веди, нижний и нижняя часть среднего эоцена выражены нуммулитовыми известняками, а верхняя часть среднего и верхний эоцен — песчано-глинистыми отложениями. Общая мощность эоцена — до 2,3—2,5 *км*.

Мощный разрез нижнего палеогена **Талышского хребта** (3,5—5 *км*) представлен в основном вулканогенными фациями и близок к разрезам западной части Аджаро-Триалетской, Севанской и Ордубадской зон.

1. К палеоцену — низам эоцена относится туфогенно-терригенная толща, слагаемая туфами, алевротуффитами, алевролитами, аргиллитами, мергелями, изредка туфоконгломератами, с микрофауной палеоценовых, а в верхах нижнеэоценовых фораминифер мощностью 550—800 *м*.

2. Выше, с конгломератом в основании, залегает вулканогенная толща, сложенная в нижней части туффитами, туфобрекчиями, а в верхней — покровами лав андезито-базальтового состава и их пирокластолитов. Мощность 800—1300 *м*. Остатки фораминифер позволяют датировать ее как верхи нижнего — средний эоцен.

3. Далее следует туфогенная толща, начинающаяся с конгломератов и состоящая из туфопесчаников, туффитов, глин и мергелей (500—1000 *м*). Возраст ее, судя по фауне фораминифер, отвечает среднему и, может быть, низам верхнего эоцена. Эта толща несколько напоминает кумскую свиту.

4. Она перекрывается новой — верхнеэоценовой вулканогенной свитой (лавы анальцимовых андезитов и базальтов, туфобрекчии, туфы, редкие пачки туфопесчаников и аргиллитов) мощностью 1000—1200 *м*. Это аналоги адигенской свиты Аджарии.

5. На ней залегает и частично замещает ее толща слоистых аргиллитов, алевролитов, туфопесчаников и туфов с типичными верхнеэоценовыми фораминиферами (800 *м*).

Олигоцен — низы среднего миоцена [1] (Майкопская серия)

В подавляющей части районов Кавказа олигоценовые, нижнемиоценовые и низы среднемиоценовых (?) отложений выражены единым, труднорасчленимым и весьма слабо фаунистически охарактеризованным комплексом темных глинистых и песчано-глинистых осадков — так называемой майкопской свитой или, правильнее, серией, выделенной под этим названием впервые на Северо-Западном Кавказе И. М. Губкиным. Впоследствии с майкопской серией были сопоставлены отложения ряда районов и она была прослежена на всем Северном Кавказе, в восточном Азербайджане, на территории Куринской и Рионской впадин. Лишь во внутренних районах Малого Кавказа олигоцен и нижний миоцен выражены в существенно иных фациях.

Несмотря на детальность проведенных в ряде районов исследований, основные вопросы стратиграфического расчленения и корреляции майкопских отложений в рамках Кавказа еще не разрешены. Крайняя скудность палеонтологических остатков вынуждает в основу расчленения почти всей майкопской серии положить литологические особенности отложений, испытывающих от места к месту довольно сильную изменчивость. Поэтому сопоставление различных разрезов отличается нередко большой условностью. Еще более условными являются попытки отыскания в тех или иных свитах майкопской серии эквивалентов ярусов, выделенных в олигоцене и миоцене Западной Европы.

Терригенные отложения майкопской серии, материал которой в значительной мере является продуктом размыва поднятий Большого и Малого Кавказа (впервые с верхней юры получивших отчетливое геоморфологическое выражение), представляют наиболее раннюю альпий-

[1] Вопрос о принадлежности верхов майкопской серии нижнему или среднему миоцену является спорным.

скую молассовую формацию Кавказа (нижняя моласса, или шлировая формация) и знаменуют начальную стадию формирования передовых и межгорных прогибов. Для майкопской серии наиболее характерны темно-серые и коричневые, тонкослоистые или сланцеватые глины, в большинстве своем, кроме отдельных горизонтов и прослоев, бескарбонатные, в выветрелом виде нередко гипсоносные и обогащенные выделениями ярозита. Обычно им бывает свойственна некоторая битуминозность. В глинах присутствуют конкреции (в частности, септариевого типа), состоящие из разнообразных известково-магниево-железистых карбонатов — сидерита, доломита, анкерита, кальцита, а также пиритовые конкреции.

Отражая особенности гидрохимических условий Майкопского водоема, некоторые горизонты с конкрециями обнаруживают большую выдержанность по простиранию и играют роль важных стратиграфических реперов.

Помимо глин, в строении майкопской серии существенную, но весьма непостоянную роль играет переслаивающиеся с ними на разных стратиграфических уровнях алевролиты, пески и песчаники (часто косослоистые), а иногда и конгломераты. В некоторых районах, особенно в западной части Большого Кавказа и в Кировабадском районе Малого Кавказа значительную роль в строении майкопской серии играют грубообломочные породы, слагая иногда более половины ее мощности, тогда как в других районах, в частности по периферии восточной половины Большого Кавказа, роль их совершенно незначительна. Пачки конгломератов, как правило, появляются в непосредственной близости от областей сноса, какими являлись растущие Главный Кавказский хребет и поднятия Малого Кавказа, и быстро выклиниваются при удалении от них.

В некоторых разрезах майкопской серии подчиненную роль играют также прослои кремнисто-глинистых и кремнистых пород (спонголиты, диатомиты и пр.) и вулканических пеплов.

Как уже отмечалось, бóльшая часть майкопской серии, кроме нижних и отчасти верхних ее горизонтов, бедна органическими остатками, точно датирующими возраст. В ней присутствуют чешуйки и другие остатки рыб из родов *Clupea, Lepidopus, Priacanthus, Aeoliscus (Amphysyle)*, *Lamna* и др., раковины фораминифер, радиолярий, а также остракоды и птероподы, характерные, в частности, для ее нижней части (хадумского горизонта). В отдельных прослоях появляются раковины пелеципод из родов *Pectunculus, Corbula, Chlamys, Cardium, Leda, Oncophora* и др., указывающие на олигоценовый и нижнемиоценовый возраст. Довольно часто встречаются макроскопические растительные остатки (иногда образующие целые углистые прослойки), а также диатомовые споры и пыльца, которые в последнее время начинают использовать для расчленения и сопоставления разрезов серии.

Верхней части майкопской серии в некоторых районах (Грузия) подчинены мощные пачки песчаников и песков с прослоями глин, со своеобразной фауной моллюсков. Эти отложения свойственны, в отличие от типичных для майкопа осадков открытого и довольно глубокого моря, мелководным прибрежным и опресненным эстуарным участкам водоема.

В ряде районов Кавказа песчаные отложения майкопской серии содержат богатые залежи нефти и газа. Глинистые битуминозные осадки майкопской серии рядом исследователей рассматриваются как весьма вероятная нефтематеринская фация.

Иные типы отложений олигоцена — нижнего миоцена известны на Малом Кавказе в пределах отмирающих реликтов геосинклинальных прогибов. Это:

1) толщи переслаивания песчаников и глин (иногда гипсоносных) с прослоями мелководных известняков или бурых углей, накапливавшиеся в лагунных водоемах, поддерживавших эпизодическую связь с нормальным бассейном;

2) красноцветные лагунно-континентальные обломочные толщи, иногда со значительной ролью туфогенного материала;

3) вулканогенные толщи преимущественно среднего состава.

Схема сопоставления главных типов разрезов майкопской серии и ее стратиграфических аналогов дана в табл. 8.

Переход от эоцена к олигоцену в различных районах Кавказа выражен по-разному. Наряду с согласным, постепенным переходом от верхнего эоцена (слои с *Bolivina* и *Variamussium fallax*) к нижнему олигоцену (планорбелловые слои) в ряде районов отмечается трансгрессивное налегание низов олигоцена (хадумского горизонта) или более высоких его горизонтов (в частности, среднего или верхнего олигоцена) на различные горизонты палеогена или мезозоя.

В разных районах Кавказа майкопская серия расчленяется неодинаково — на два (нижний и верхний) или три «отдела» (нижний, средний и верхний), что вызывает затруднения при параллелизации отложений. В нижней части серии выделяется весьма характерный горизонт (или свита), получивший название хадумского[1], который приблизительно отвечает нижнему олигоцену. Хадумскому горизонту, в отличие от вышележащих отложений, свойственна существенная карбонатность пород. В этом горизонте снизу вверх выделяется несколько пачек отложений, выдержанных во многих районах Кавказа:

1) планорбелловые (пшехские) слои — серые или коричневые карбонатные, иногда битуминозные глины с остатками птеропод из рода *Planorbella,* нижнеолигоценовых моллюсков и рыб. Мощность этих слоев достигает нескольких десятков — сотни метров;

2) остракодовые (полбинские) слои, или пласт, — серые мергели или известковистые глины с *Ostracoda.* Мощность — от одного до нескольких метров;

3) верхнепланорбелловые слои (слои Морозкиной балки) — серые или коричневато-серые известковистые глины с *Planorbella,* с прослоями неизвестковистых глин. Мощность — несколько десятков метров. Последние слои, ввиду их сходства с вышележащими слоями, некоторые исследователи исключают из состава хадумского горизонта и в качестве самостоятельной единицы не выделяют.

Вышележащая часть майкопской серии (в узком смысле), отвечающая, видимо, среднему и верхнему олигоцену, и нижнему миоцену, расчленяется по-разному даже в пределах Северного Кавказа.

В Центральном Предкавказье, в бассейне Кубани, надхадумская часть майкопа была подразделена К. А. Прокоповым следующим образом:

нижний майкоп (Pg_3^2) — баталпашинская свита — глины с кремнистыми сидеритами в верхней части — до 150—160 *м*;

средний майкоп (Pg_3^3) — септариевая свита — глины с горизонтами

[1] Одни исследователи считают его нижней частью нижнего майкопа, другие понимают как синоним всего нижнего майкопа, третьи вообще не включают в состав майкопской серии.

Сопоставление схем стратиграфического расчленения главнейших

Отделы	Подотделы	Западное Предкавказье	Центральное Предкавказье			Восточное Предкавказье и Восточное Закавказье		
Миоцен	средний	Верхний майкоп	Майкопская серия	Верхний майкоп	Ритцевская свита	Майкопская серия	Верхний майкоп	Зурамакентская свита
	нижний				Ольгинская свита			
Олигоцен	верхний	Средний майкоп		Средний майкоп	Караджалгинская свита		Свита рики	ассинский горизонт
					Зеленчукская свита			септариевый горизонт
					Септариевая свита			алкунский горизонт
	средний			Нижний майкоп	Баталпашинская свита		Нижний майкоп	Муцидакало-миатлинская свита
	нижний	Нижний майкоп (хадумский горизонт)	Хадумский горизонт		Верхнепланорбелловые слои (слои Морозкиной балки)			Хадумский горизонт
					Остракодовые (полбинские) слои			
					Нижнепланорбелловые (пшехские) слои			

Таблица 8

типов разрезов олигоцена и низов миоцена Кавказа

	Западная Грузия	Ахалцихский бассейн		Ереванский бассейн	Западный Даралагес	Нахичеванский бассейн
Майкопская серия	джгальские слои коцахурские слои сакараульские слои	?		?	Нижняя вулканогенная толща Зап. Даралагеза (палеотипные андезиты)	Туфогенная (асадкяф-каширдагская) и пестроцветная толщи
		Пестроцветная гипсоносная толща		Пестроцветная гипсовая свита		Красноцветная туфогенно-обломочная толща
	Надхадумский горизонт	Коробулевые (цреновые) слои	верхние песчаники Цхрута-Цахана лигнитовая толща нижние песчаники Цхрута-Цахана	Шорагбюрская свита	Шагапская свита	Абракунисская (даррыдагская) туфогенно-обломочная свита
	Хадумский горизонт	Толща глин с конкрециями сидеритов Толща куратубани				

септарий — 25—50 *м*;

зеленчукская свита — глины с прослоями песков и песчаников — 100—170 *м*;

караджалгинская свита[1] — глины с караваями сидеритов, с прослоями бентонитов — 100 *м*;

верхний майкоп (N_1^1) — ольгинская свита — глины с богатой фауной моллюсков нижнемиоценового облика, а также фораминифер — 170—200 *м*;

(N_1^2) — ритцевская свита — глины с караваями сидеритов и доломитов с редкими пелециподами — 300 *м*.

Выше залегают среднемиоценовые отложения тарханского горизонта.

Полная мощность майкопской серии в южной части Центрального Предкавказья достигает 800—1000 *м*, но в результате предчокракского размыва верхних горизонтов, она может местами сокращаться до 300 *м*.

Приведенная «кубанская схема» подразделения майкопа, основанная на литологических признаках, в частности на вертикальном распространении конкреций различного состава и формы, широко используется для Центрального Предкавказья. Однако, по данным Н. С. Волковой, она неприменима для более северных районов (Ставрополье), где майкопские слои вскрываются рядом буровых скважин. Разрез майкопа в северном Ставрополье (по скважине Ипатово) рисуется Н. С. Волковой (1956) в следующем виде:

Pg_3^1 — глинистые пески и песчаники, выше белые плотные глины с фауной пелеципод, остракод и птеропод хадумского горизонта — 239 *м*;

Pg_3^2 — глины с остатками рыб и крупными фораминиферами в нижней части — 220 *м*;

N_1^1 — песчаные глины с прослоями и линзами песка и песчаника с фауной пелеципод ольгинского горизонта — 264 *м*;

N_1^2(?) — плотные глины с *Oncophora dubiosa* R. Höern var. *stauropolensis* Volk. и другими формами, характерными для онкофорового горизонта — 26 *м*.

Общая мощность майкопских отложений составляет здесь 740 *м*, т. е. почти не уменьшается по сравнению с южным Предкавказьем. Интересно, что по мере движения к северу микрофауна появляется почти во всем разрезе майкопа.

К западу от р. Кубани, в бассейнах рек Зеленчука и Лабы, по Г. П. Леонову, в майкопской серии намечаются две толщи. Верхняя, по-видимому, отвечающая зеленчукской и вышележащим свитам Кубани, обладает очень сильной песчанистостью, связанной, возможно, с существованием в районе р. Лабы устья большой реки, стекавшей с Кавказского хребта. К этой толще приурочены марганцевые руды.

В Западном Предкавказье майкопские отложения делят обычно на нижний (т. е. хадумский горизонт мощностью до 150 *м*), средний и верхний «отделы». Они отличаются здесь сильной фациальной изменчивостью, особенно средний майкоп (Pg_3^{2-3}?), который налегает резко трансгрессивно, иногда с глубоким размывом на неровную эрозионную поверхность разных горизонтов эоцена. Близ южной границы своего распространения майкоп слагается грубообломочными отложения-

[1] Некоторые исследователи включают караджалинскую свиту в верхний майкоп и относят к нижнему миоцену.

ми — песчаниками и конгломератами (вплоть до глыбовых), которые заполняют неровности погребенного рельефа. В них И. М. Губкиным был установлен «рукавообразный» тип залежей нефти. К северу на расстоянии нескольких километров эти породы сменяются глинами с прослойками алевролитов, силицитов, диатомитов и спонголитов, а еще далее вновь появляются песчаные пачки, количество и мощность которых к северу сначала возрастает, затем быстро падает до нуля. Эти пески образуют полосу длиной до 130 *км* и шириной до 20 *км*, которая на своем протяжении от Нефтегорска до меридиана Краснодара содержит залежи нефти. Отложения были образованы течением, направленным с ЮВ на СЗ и питавшимся дельтовыми выносами р. Палео-Пшехи.

Мощность среднего майкопа увеличивается к северу от 200—400 до 600—700 *м*.

Верхнемайкопские отложения, нижняя граница которых довольно неопределенная, отличаются глинистым характером. Мощность их порядка 300 *м*, местами больше.

В Восточном Предкавказье, в отличие от Западного и Центрального, майкопская серия представлена почти исключительно в глинистых фациях, что указывает на меньшую интенсивность поднятий Восточного Кавказа в эту эпоху. В Кабарде мощность майкопа невелика (330—500 *м*), но восточнее — в Черных горах и Северном Дагестане достигает 1000—1300 *м*, а севернее, в Терско-Кумской впадине, по данным бурения, даже 1,5 *км*. В Восточном Предкавказье, по схеме Н. С. Шатского, широко применяемой с некоторыми изменениями для ряда районов Кавказа, выделяются нижний (приблизительно Pg_3^{1+2}) и верхний майкоп ($\sim Pg\ ^{3}_{3} + N_1^1$). Нижний майкоп в бассейне р. Сулак, помимо хадумского горизонта (несколько десятков метров) включает муцидакало-миатлинскую свиту — песчанистые глины с прослоями песчаников (до 650—700 *м*).

Верхний отдел подразделяется на свиту рики — глины с ярозитом и гипсом с тонкими прослоями песчаников, с крупными септариями в нижней части или во всей свите (до 400 *м*) и зурамакентскую свиту — темные листоватые глины с конкрециями сидерита в нижней части (200—370 *м*).

В предгорных районах Чечено-Ингушетии свите рики соответствуют три горизонта: алкунский (чередование сланцеватых глин с пластами песчанистого доломита), септариевый (глины с тонкими прослоями песчаников, с крупными септариями) и ассинский (листоватые глины с тонкими прослоями песчаников).

Строгого сопоставления всех свит Кубанского и Черноморского разрезов майкопа дать пока нельзя, но скорее всего септариевая свита должна соответствовать нижней и средней частям свиты рики.

В Южном Дагестане, возможно, за счет выпадения из разреза майкопа нижних горизонтов мощности серии сокращаются до 400—150 *м*.

В Восточном Азербайджане майкопская серия также подразделяется на два отдела, отдельные горизонты которых более или менее точно сопоставляются со свитами Восточного Предкавказья. Здесь по периферии Большого Кавказа нижний майкоп представлен зелеными и бурыми некарбонатными глинами с прослоями горючих сланцев и мергелей, с редкими пропластками алевролитов и песчаников (до 500—900 *м*), а верхний (свиты рики и зурамакентская) — темными некарбонатными глинами с доломитовыми септариями, линзами сидерита, а местами также с прослоями горючих сланцев (до 400—500 *м*).

К югу от Кавказского хребта возрастает мощность майкопа (до 1,5 *км*), увеличивается песчанистость, особенно в верхнем отделе, где появляются значительные пачки песков и песчаников (Кобыстан).

В Горной Кахетии, в южной части Чиаурской и Дзау-Кахетинской зонах, майкопскому времени отвечает накопление большей части свиты кинта (свыше 500 *м*), низы которой (так называемые «надильдоканские слои») заходят в верхний эоцен. Свита выражена темными, нередко битуминозными глинами с прослоями песчаников, содержит верхнеэоценовые и олигоценовые нуммулиты, рыбные и растительные остатки. В Дзау-Кахетинской зоне свита кинта залегает трансгрессивно на разных горизонтах мела и юры.

В более западной части этой зоны, вдоль **северного борта Карталинской депрессии,** местами прослеживаются выходы хадумского горизонта (переслаивание темно-серых карбонатных песчаников и глин с *Planorbella*), а также более высоких частей майкопа, слагаемых песчаниками, гравелитами (с галькой мелового флиша) и глинами (до 0,5 *км*).

Южнее, в **центральной части Карталинской впадины,** по данным глубокого бурения, олигоценовые, как и нижнепалеогеновые отложения, отсутствуют. Видимо, сюда доходил с запада глубоко погруженный ныне выступ Дзирульского поднятия, обрамлявший с юга узкий прогиб, проходивший вдоль северного края современной депрессии. На сеноне здесь (скв. Гори) трансгрессивно залегают нижнемиоценовые пески и песчаники с включением кремневых и кварцевых галек и линзами конгломератов в основании (150 *м*).

В Западной Грузии на северо-западной и северной периферии Дзирульского массива олигоцен залегает трансгрессивно и представлен маломощными мелководными фациями — песками и песчаниками с прослоями спонголитов и пластовыми залежами марганцевых руд (у Чиатуры), а местами — конгломератами из огромных глыб гранитов и порфиритов байоса.

В Рача-Лечхумском прогибе олигоцен, залегающий несогласно, выражен песчанистыми, иногда битуминозными («майкоповидными») глинами с рыбными и растительными остатками, с прослоями и пачками песчаников, особенно в верхней части толщи (так называемые сакараульские и коцахурские слои). Мощность варьирует от 250 до 500—700 *м* в западной части прогиба.

Далее к западу, **в Мегрелии и Абхазии,** мощность отложений олигоцена — нижнего миоцена возрастает, достигая 0,5—1 *км*. В основании их залегают обычно согласно на эоцене серые карбонатные глины хадумского горизонта (20—150 *м*). Выше лежат преимущественно некарбонатные, частично гипсоносные глины, в которых, особенно в средней части, местами присутствуют пачки песчаников, а также линзы угля. К верхней половине майкопской серии, вероятно, к нижнему миоцену, приурочены довольно мощные толщи песчаных или песчано-глинистых мелководных отложений с характерными комплексами пелеципод. Это так называемые сакараульские слои с фауной бурдигальского яруса нижнего миоцена: *Pectunculus deshayesi* M., *Corbula gibba* Oliv., *Meretrix ericinoides* Lamk., *M. gigas* Lamk., *Cardium* cf. *discrepans* Bast., *C. sacaraulensis* Djan. и др. мощностью до 100 *м*, а также залегающие выше онкофоровые (коцахурские) слои, содержащие своеобразную фауну пелеципод *Oncophora socialis* Rzehak, *O. dubiosa* M. Hörn., *Congeria transcaucasica* David., *Cardium cartlicum* David. и пр., характерную для опресненных, эстуарных участков майкопского водоема (мощностью до 100—200 *м*). Выше этих слоев зале-

гают типичные для майкопа глины так называемой джгальской свиты (50—200 *м*), перекрываемые слоями тарханского или чокракского горизонтов среднего миоцена.

Далее к северо-западу, **между реками Псоу и Сочи,** майкопские отложения достигают максимальной мощности — до 1,5—4,0 *км* и более. Аналогами хадумского горизонта здесь, по-видимому, являются несколько толщ: песчано-глинистая мацестинская свита (свыше 500 *м*), содержащая в районе г. Сочи мощные (до 200—500 *м*) линзы с включениями глыб палеогеновых и мезозойских карбонатных пород; очень невыдержанная хостинская свита песчаников (0—1000 *м*) и сочинская свита песчанистых глин с прослоями песчаников, с *Planorbella* и остатками нижнеолигоценовых рыб. Ее общая мощность 830 *м*. Вышележащие образования, обнимающие среднюю часть майкопской серии, представлены серыми известковистыми глинами с рыбными и растительными остатками, с прослоями, пачками, а южнее Адлера — даже мощной (700 *м*) толщей песчаников и песков. Аналоги верхнего майкопа сложены глинами. Таким образом, на Черноморском побережье, в районе Сочи — Адлер, намечается участок мощного прогибания (до 2—4 *км*), сменявшийся к северу быстро растущей обрывистой гористой сушей. На юго-восточном продолжении этого прогиба, краевого (тыльного) по отношению к Большому Кавказу, в Абхазии и Мегрелии интенсивность опускания, равно как и поднятия в прилегавшей с севера зоне, ослабевает. Глубокий прогиб захватывал лишь северо-восточную периферию современной Рионской и, по-видимому, Черноморской впадины, так как в центральной части Рионской впадины, вплоть до Черноморского побережья у Поти, олигоцен и миоцен отсутствуют (вероятно, первично). Здесь существовало поднятие, которое являлось западным продолжением Дзирульского массива и отвечало центральной части Грузинской глыбы.

Малый Кавказ в олигоцене впервые становится в целом областью преобладающих поднятий; опускания локализуются по периферии этой области и в отдельных остаточных прогибах на месте эоценовых геосинклиналей.

Осевая часть **Аджаро-Триалетской зоны** выступила перед олигоценом как полоса относительного поднятия, к северу от которой сохранилась (несколько сместившись к северу) довольно узкая зона глубокого прогибания, ограниченная с севера поднятием Грузинской глыбы. На западном участке этой зоны, в Гурии, по данным Е. К. Вахания, майкопская серия представлена мощным комплексом (1—1,5 *км*) глинистых и частью песчаных отложений, строение которого близко к разрезу Абхазии. На глинистых мергелях верхнего эоцена, местами несогласно, залегают темно-серые карбонатные глины с прослоями мергелей и туфопесчаников с фауной хадумского горизонта (100—150 *м*). Выше ложатся типично майкопские глины с бедной микрофауной и чешуями рыб, вероятно, средне- и верхнеолигоценового возраста (400 *м*). Вверх они постепенно переходят в чередование песчаников, алевролитов и глин с линзочками бурого угля и прослоями мергелей, гравелитов, брекчий и конгломератов из обломков вулканогенных эоценовых отложений Аджаро-Имеретинского хребта (200—300 *м*). В верхах толщи залегают полевошпато-кварцевые песчаники и гравелиты с прослоями глин и линзочками бурого угля. Выше этих слоев, заключающих микро- и макрофауну сакараульских, а в верхней части — онкофоровых слоев, вновь залегают типично майкопские глины (130 *м*), перекрываемые согласно тарханским или с размывом чокракским горизонтом.

В восточной части той же зоны, **в северных предгорьях Триалетского хребта** хадумский горизонт выражен темно-серыми и зеленоватыми глинами с прослоями конгломератов и пеплов (100—300 *м*). Аналогичный состав имеют и вышележащие нижнемайкопские отложения (500—1200 *м*), перекрываемые преимущественно глинистой толщей верхнего майкопа (до 700—800 *м*). В ее верхней части, в районе Гори — Каспи, глинистые породы сменяются мощными кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песками и песчаниками с прослоями глин, с фауной пелеципод. Среди этих отложений были впервые выделены Л. Ш. Давиташвили сакараульские слои (до 250—300 *м*), содержащие *Pectunculus deshayesi* Mayer, *Meretrix erycinoides* Lamk., *M. gigas* Lamk., *Tellina planata* Linne, *Tapes vetulus* Bast., *Corbula gibba* Oliv., *Cardium oblongum* Chem. и др., и коцахурские слои (до 200—250 *м*) с *Oncophora socialis* Rz., *Congeria transcaucasica* David. *Cardium goriensis* David. и др.

К востоку, в сторону Тбилиси, сакараульские и онкофоровые слои замещаются глинистыми породами. Общая мощность майкопских отложений в восточной части Аджаро-Триалетской зоны достигает 1,5—2,5 *км*.

Восточнее Тбилиси они погружаются под более молодые осадки Куринской впадины, в пределах которой майкопская серия распространена почти повсеместно в виде мощной песчано-глинистой толщи (500—3000 *м*), отсутствуя, видимо, лишь на нескольких, погребенных ныне, поднятиях в восточной части впадины.

На северо-восточной периферии Малого Кавказа майкопские отложения обнажаются лишь между г. Кировабадом и р. Тертер. Они обладают здесь большой мощностью, возрастающей в сторону Куринской впадины от 1,7 до 3,5 *км*. В этом же направлении уменьшается грубость материала, что свидетельствует, как и петрографический состав последнего, о его сносе с Малого Кавказа. **В Кировабадском районе** майкопская серия выражена чередованием шоколадно-серых глин, песков, песчаников, а также глинистых брекчий, конгломератов и отдельных прослоев пеплов в средней части. В основании серии трансгрессивно залегают слои, содержащие наряду с формами, обычными для хадумского горизонта (*Planorbella* и др.), также *Variamusium fallax, Bolivina advena* и др. Эти слои азербайджанские геологи относят к нижнему олигоцену. По-видимому, здесь, как и в Армении, *Variamusium fallax* пользуется более широким вертикальным распространением, чем в северных районах Кавказа. В средней части разреза выделяются слои с *Pectunculus obovatus* Lamk., *Ostrea callifera* Lamk. и др., указывающие, скорее всего, на среднеолигоценовый возраст. Верхи майкопа размыты, и последний перекрывается непосредственно осадками акчагыльского яруса.

На юго-восточной периферии Малого Кавказа в поперечном Аракинском прогибе и в низовьях рек Акера и Базарчай майкопские отложения представлены мелководными осадками, свидетельствующими о близости суши — грубыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с растительным детритом, с прослоями песчанистых глин. Недавно здесь найдена богатая фауна моллюсков, оказавшаяся идентичной кировабадской (К. А. Ализаде). Последний участок южного крыла Куринской впадины, где выступают майкопские отложения, — **предгорья Талышского хребта и Ярдымлинский прогиб** внутри его. Здесь выделяются песчано-глинистые осадки с прослоями и конкрециями мергелей, с микрофауной и флорой хадумского горизонта (300—800 *м*) и выше-

лежащие песчаники и темные глины с рыбными и растительными остатками. Максимальные мощности майкопа — до 2,5 *км* и более — приурочены к зоне сочленения хребта и прилегающей части Прикуринской низменности. Резкое погрубение материала к юго-западу вплоть до появления прослоев валунно-галечных конгломератов указывает на размыв поднятия, возникшего, по-видимому, в водораздельной части Талышских гор.

К югу и юго-западу от прослеженной нами полосы периферических (краевых) прогибов, обрамлявших Малый Кавказ с севера, на большей его части в олигоцене — нижнем миоцене преобладали поднятия, а местами, судя по грубости материала, поступавшего в смежные впадины, даже существовал горный рельеф. Основные, наиболее активные участки поднятия были приурочены к осевой полосе Аджаро-Триалетской зоны, к Сомхето-Карабахской зоне, а также, видимо, прерывистой цепью протягивались в юго-западной части Малого Кавказа. Между ними сохранялись отдельные остаточные впадины, которые заполнялись мелководными морскими, лагунными и континентальными осадками, отличными от типично «майкопских» фаций, и вулканогенными толщами. Одна из таких впадин располагалась в южной части Аджаро-Триалетской зоны, в районе г. Ахалцихе. Разрез олигоцена в **Ахалцихской котловине,** детально изученный И. В. Качарава, начинается с так называемого горизонта или свиты куратубани. Она подстилается толщей темно-серых листоватых карбонатных глин (до 400 *м*), содержащей рыбные остатки, а также конхилиофауну *Pecten arcuatus* Broc., *Cyprina tumida* и др. Эту толщу ранее относили к нижнему олигоцену, но обнаруженная в ней ассоциация микрофауны (*Globigerinoides conglobatus* и пр.) и нуммулиты позволяют считать ее верхним эоценом. Свита куратубани выражена песчаниками с прослоями глин мощностью в 50—100 *м*. Обильная фауна моллюсков, в частности *Pectunculus obovatus* Lamk., *Cyrena semistriata* Desh., *Cerithium plicatum* Brug. var. *gallotii* Nyst. и др., указывает на олигоцен, находки в глинах этой толщи микрофауны хадума, а в непосредственно перекрывающих ее глинах — *Planorbella* позволяют отнести ее к нижнему олигоцену.

Вверх и частично по простиранию эта свита переходит в толщу коричневато-серых глин с конкрециями сидеритов (300—500 *м*). Выше залегают так называемые корбулевые, или цереновые, слои солоноватоводного и пресноводного происхождения. Эта толща (100—200 *м*) имеет трехчленное строение. Пачки песчаников по нескольку десятков метров, приуроченные к низам и верхам ее (так называемые нижние и верхние песчаники Цхрута-Цахана), разделяются песчано-глинистыми породами, содержащими слои лигнитов промышленного значения. В отдельных прослоях этой толщи встречены олигоценовые моллюски *Meretrix incrassatus* Sow., *Cyrena semistriata* Desh., *Cerithium margaritaceum* Broc. и др. По стратиграфическому положению эта толща относится к среднему олигоцену. Разрез завершается лагунной гипсоносной пестроцветной толщей, состоящей из глин, мергелей и песчаников, с примесью туфогенного материала (200 *м*). В отдельных ее прослоях также найдены *Cyrena semistriata, Cerithium margaritaceum,* и, кроме того, остатки верхнеолигоценовых млекопитающих из группы халикотериев (*Schisotherium chučuae* Gab. и др.).

Таким образом, морские отложения, характеризующие нижнюю часть разреза олигоцена, постепенно, с некоторыми колебаниями сменяются лагунными и континентальными. Общая мощность олигоцена в Ахалцихской котловине достигает 600—1000 *м*.

Близкий по характеру отложений и составу фауны разрез олигоцена установлен **в Ереванском районе** — в реликтовой депрессии, унаследованной от эоценового геосинклинального прогиба. По А. А. Габриеляну, здесь, на верхнеэоценовых отложениях, местами трансгрессивно залегает так называемая шорагбюрская свита. Нижние ее горизонты — желто-бурые туфогенные песчаники, с шаровой отдельностью, с прослоями глин (до 300 *м*), содержат смешанную олигоцен-верхнеэоценовую фауну. Наряду с *Variamusium fallax* Korob., *Pecten arcuatus* Broc., *Nummulites fabiani* Prev, *N. incrassatus* de le Harpe, которые в Аджаро-Триалетии присутствуют в верхнем эоцене под хадумским горизонтом, здесь встречаются олигоценовые *Nummulites intermedius* d'Arch. и др. Вышележащая толща слабогипсоносных глин с прослоями песчаников (500—600 *м*) и толща песчаников и глин с прослоями коралловых и нуммулитовых известняков (300 *м*) содержат типичную олигоценовую фауну нуммулитов *(Nummulites intermedius, N. vascus, N. boucheri* и пр.), а также очень многочисленных пелеципод и гастропод, сходных с моллюсками из Ахалцихе, но несколько иначе распределенных по разрезу. В нижней толще присутствуют *Cyrena semistriata* Desh., *Cerithium margaritaceum* Broc., *C. plicatum* Brug. и др., а в верхней — *Pectunculus obovatus* Lam. и др. Эти толщи (1,1—1,2 *км*), параллелизуемые с куратубанскими и цареновыми слоями Ахалцихе, относятся, по-видимому, к нижнему и среднему олигоцену. Они несогласно перекрываются пестроцветной свитой гипсоносных глин, песков и галечников с примесью туфогенного материала, не содержащих органических остатков (600 *м*). Эта свита, аналогичная ахалцихской красноцветной толще, по стратиграфическому положению отвечает верхнему олигоцену — нижнему миоцену (?).

В Шагапском и северо-западной части Ордубадского прогиба, по А. А. Габриеляну, с шорагбюрской свитой полностью сопоставляется песчано-глинистая шагапская свита (400 *м*), в верхней части которой песчаники очень сильно обогащены туфогенным материалом. На шагапской свите несогласно залегает свита палеотипных андезитов и андезито-базальтов, их туфобрекчий и туфоконгломератов. Вероятно, она относится к верхнему олигоцену или нижнему миоцену [1].

Олигоценовые отложения появляются далее в восточной части **Нахичеванской впадины,** которая представляла в эту эпоху один из реликтов отмирающего Ордубадского прогиба, несколько сместившийся к западу и частично наложившийся на восточное крыло Даралагез-Джульфинского поднятия. Здесь развита так называемая абракунисская или даррыгагская туфогенно-обломочная свита, имеющая лагунно-континентальное происхождение (800 *м*). Она несогласно, с базальным конгломератом, налегает на отложения среднего или низов верхнего эоцена и слагается преимущественно лиловатыми и красноватыми туфопесчаниками, туфогравелитами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. Свежий вулканический материал обломков (преимущественно андезитового состава) указывает на одновременные проявления вулканизма в смежных районах. В породах свиты встречаются остатки олигоценовой флоры, в частности, пальм. Она перекрывается немой красноцветной туфогенно-обломочной толщей, а последняя — пестроцветной свитой песчаников, глин, мергелей, известняков, которой местами подчинена вулканогенная

[1] По новейшим данным А. Т. Вегуни, эта вулканогенная свита связана с шагапской свитой фациальными переходами; по данным А. С. Остроумовой, она отличается широким развитием щелочных эффузивных и субвулканических пород.

толща (200—250 *м*). Последняя сложена туфами, туфобрекчиями и лавами андезито-трахитового и андезито-базальтового состава мощностью в несколько сот метров (асадкяф-каширдагская толща). Возраст красноцветной и пестроцветной свиты определяется условно как верхний олигоцен — нижний миоцен по налеганию на нее среднемиоценовой сарматской соленосной толщи. Находка в низах пестроцветной свиты остатков архаичного мастодонта *Trilophodon* ex gr. *cooperi* Osb. (Габриелян и Габуния, 1959) позволяет склоняться к нижнемиоценовому ее возрасту.

Прогибание и вулканическая деятельность в течение рассматриваемого этапа продолжались также в северо-восточной части Ордубадского прогиба и Севанском прогибе. **В Восточном Даралагезе и Конгуро-Алангезском хребте** несогласно (?) на породах эоцена залегает мощная (до 1—2 *км*) а м у л ь с а р с к а я т о л щ а лав и пирокластолитов преимущественно андезитового, реже андезито-базальтового, дацитового и липаритового состава, нередко гидротермально измененных. В ней встречаются туфопесчаники, содержащие в отдельных местах остатки *Planorbella,* а также остатки олигоценовой флоры.

Аналогичная по стратиграфическому положению и составу вулканическая к е л ь б а д ж а р с к а я толща присутствует и в юго-восточной части Севанского прогиба, в Басаргечарском и Кельбаджарском районах.

В северо-западной части Севанского прогиба олигоцен — нижний миоцен представлен в совершенно иных — лагунных (?) и пресноводно-озерных — фациях. **В районе Дилижана** на эоценовых отложениях несогласно с конгломератом в основании залегает так называемая д и л и ж а н с к а я с в и т а, сложенная в нижней части чередованием песчаников и глин с карбонатными конкрециями, с отдельными прослоями горючих сланцев, с остатками рыб, пресноводных гастропод и флоры, а в верхней — туфопесчаниками, туфоконгломератами, глинами с прослоями углистых сланцев. Мощность свиты до 700 *м*. Растительные остатки, по определению А. Л. Тахтаджана, указывают на олигоценовый, а по П. А. Мчедлишвили — на среднеолигоценовый возраст отложений.

Близкая по составу, предположительно олигоценовая толща песчаников, глин и мергелей с прослоями горючих сланцев, известна в самой западной части Севанского прогиба, у с. Гукасян.

Средний и верхний миоцен и плиоцен

Неогеновые отложения занимают в Кавказской области огромные пространства. Они заполняют межгорные и передовые (краевые) прогибы и в виде континентальных вулканогенно-осадочных толщ бронируют значительную часть мегантиклинория Малого Кавказа. В отличие от более древних третичных толщ, морские средне- и верхнемиоценовые осадки поддаются общему для Понто-Каспийской области дробному стратиграфическому подразделению. В основе этого расчленения лежит вертикальное распространение фауны моллюсков, достаточно широко представленной в разрезах неогена. Частая смена фаун обусловлена тем, что на протяжении миоцена и нижнего плиоцена Понто-Каспийский бассейн представлял единый причудливо разветвленный полузамкнутый или замкнутый водоем. Связь этого водоема с нормальными морскими бассейнами периодически возобновлялась и нарушалась, что неоднократно вызывало резкие изменения гидрологического режима (осолоне-

Таблица

Стратиграфическое подразделение и характерные окаменелости неогена Понто-Каспийской области

Система	Отделы	Подотделы	Азово-Черноморский бассейн: Ярусы, подъярусы, горизонты, слои	Азово-Черноморский бассейн: Характерные представители фауны	Каспийский бассейн: Ярусы, подъярусы, горизонт		Каспийский бассейн: Характерные представители фауны
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Гурийские слои	*Didacna digressa* Liv., *D. guriana* Liv., *D. pavlovi* Liv. — Танаисские, красно-дарские слои — *Unio sturi* M. Hoern., *U. maximus* Penecke, *Dreissensia polymorpha* Pall., *Apscheronia propinqua* Eichw.	Апшеронский ярус	верхний	*Apscheronia propinqua* Eichw., *A. raricostata* Sjoegr., *Monodacna* pl. sp., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall.
						средний	
						нижний	*Dreisensia* pl, sp., *Apscheronia raricostata* Sjoegr., *Limnaea*.
			(?) Таманские слои	*Mactra subcaspia* Andr., *Cardium* ex gr. *dombra* Andr.	Акчагыльский ярус	верхний	*Avicardium* pl. sp. *Avimactra* pl. sp.
			Куяльницкий ярус	*Dreissensia theodori* Andr. var *cubanica* Krest., *D. rostriformis* Desh., *Prosodacna kujalnicensis* Andr., *P. subkujalnicensis* Krest.		нижний	*Mactra (Avimactra) subcaspia* Andr., *M. carabugasica* Andr. *Cardium dombra* Andr.
		Средний	Киммерийский ярус	*Dreissensia theodori* Andr., *D. rostriformis* Desh., *D. iniquivalvis* Desh., *Didacna crassatellata* Desh., *Limnocardium squamulosum* Desh.	Балаханский ярус (продукт. толща)		*Unio jassamalensis* Bog., *Planorbis corneus* var. *mantelli* Dunk., *Limnaea armanensis* Toulet.
		Нижний	Понтический ярус — Босфорский горизонт	*Paradacna abichi* R. Hoern., *Didacna planicostata* Desh., *D. subcarinata* Desh., *D. incerta* Desh.			
			Понтический ярус — Новороссийский горизонт	*Congeria subromboidea* Andr., *Dreissensia anisoconcha* Andr., *D. simplex* Barb., *Limnocardium odessae* Barb., *Didacna novorossica* Barb., *Monodacna pseudocatillus* Barb., *Prosodacna litoralis* Eichw.			
			Мэотический ярус — Тмутараканский горизонт	*Congeria subnovorossica* Ossaul., *Congeria panticapea* Andr., *Syndesmya tellinoides* Sinz., *Hydrobia paniticapea* Andr.			

Неогеновая	Миоцен	Верхний			Багеровский горизонт	*Venerupus abichi* Andr., *Dosinia maeotica* Andr. *Modiola volynica* Eichw. var. *minor* Andr., *Cardium mithridatis* Andr., *Ervilia minuta* Sinz., *Syndesmya tellinoides* Sinz.
			Сарматский ярус	Верхний п/ярус	Капканский горизонт Херсонский горизонт Ростовский горизонт	*Membranipora, Hydrobia.* *Mactra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz., *M. nalivkini* Koles. *Solen.* *Mactra naviculata* Baily.
				Средний п/ярус	Слои с типичной среднесарматской фауной Криптомактровые слои	*Mactra fabreana* d'Orb., *M. vitaliana* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb., *Tapes gregarius* (Partsch) Goldf. *Cryptomactra pes-anseris* Andr., *Gibbula urupensis* Usp., *Tapes naviculatus* (R. Hoern) Andr.,
				Нижний п/ярус	Волынский горизонт	*Mactra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles., *Ervilia dissita* Lask., *E. podolica* Eichw., *Syndesmya reflexa* Eichw., *Tapes vitalianus* d'Orb.
		Средний	Тортонский ярус		Конкский горизонт	*Ervilia trigonula* Sok., *Syndesmya alba* Wood., *S. reflexa* Eichw., *Pholas* sp. *Spanicdontella sokolovi* Sinz., *Spirialis andrussovi* Kittl., *Cardium andrussovi* Sok.
					Караганский горизонт	*Spaniodontella pulchella* Baily, *Mohrensternia grandis* Andr., *Pholas (Barnea) pseudoustjurensis* Bog.
					Чокракский горизонт	*Leda fragilis* Chemn, *Ervilia praepodolica* Andr., *Syndesmya alba* Wood., *Tellina sokolovi* Golub., *Nassa restitutiana* Font., *Gibbula tschokrakensis* Andr., *Spirialis* pl. sp.
					Тарханский горизонт	*Amussium denudatum* Reuss., *Apporhais pes-pelicani* L., *Natica helicina* Brocc., *Nucula nucleus* L. *Spirialis tarchenensis* Kittle.
			Гельветский ярус		Верхняя часть майкопской серии	Джгальские слои
						Онкофоровые (коцахурские) слои: *Oncophora socialis* Rzehak, *O. dubiosa* M. Horn., *Congeria transcaucasica* David., *Cardium goriense* David.
		Нижний	Бурдигальский ярус			Сакараульские слои: *Pectunculus deshayesi* Mayer, *Meretrix ericinoides* Lamk., *M. gigas* Lamk., *Cardium oblongum* Chemn., *C. discrepans* Bast.
			Аквитанский ярус			

Примечание. Тарханский горизонт местными исследователями относится не к тортонскому, а к гельветскому ярусу.

Схема стратиграфического сопоставления важнейших кон-

Система	Отдел	Подотдел	Ярусы и горизонты: Черном. бассейн	Ярусы и горизонты: Касп. бассейн	Западное Предкавказье	Восточное Предкавказье	Центр. часть сев. склона Б. Кавказа
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Гурийский горизонт	Апшеронский ярус	Скифская толща (красно-бурые пески и суглинки)		Изверж. в Эльбрусск. обл.
					Танаисские слои	Свита «верхних конгломератов» = эльхотовская туфогенная свита = св. рухсдзуар.	Моренная толща Чегемского оледенения
					«Надпонтическая» континентальная толща		Вулк. толщи нескольких фаз извержений в Эльбрусск. и Казбекск. обл.
			Таманский гор.	Акчагыльский ярус	Куяльн. отл.		
			Куяльницкий ярус				Отложения Эльбрусск. след.
		Средний		Балаханский ярус (продукт. толща)			
			Киммерийский ярус		Киммер. отл.	—	—
		Нижний	Понтический ярус		Морские и лагунные отложения	Свита «нижних конгломератов» = лысогорская свита	—
	Миоцен		Мэотический ярус		Армавирская свита		—
		Верхний	Сарматский ярус	Верхний сармат	Морские отложения	Морские отложения	—
				Средний сармат			—
				Нижний сармат			—

Таблица 10

тинентальных толщ верхнего миоцена и плиоцена

Вост. окончание Б. Кавказа и вост. часть Куринской впадины		Средняя часть Куринской впадины		Западная часть Куринской впадины	Малый Кавказ			
					Ахалкалакское нагорье	Армянское нагорье		
Кусарская свита	Апшеронские отложения	Алазанская серия	Апшеронские отл.	Базалетская свита	Абулсамсарская свита кислых лав	Толщи покровных галечников высоких наклонных террас		
Акчагыльские отложения			Акчагыльские отложения		Цалкинская свита (базальты и озерные отложения)	Озерные отл. Севанского, Араксинского, Ленинаканского, Сисианского бассейнов	Вулк. и вулк.-осадочн. толщи от основных к кислым	
Продуктивная толща		—		—	(?)	(?)	—	
Морские отложения		Ширакская свита		Душетская свита	Годердзская вулканогенная свита	Озерные отложения Севанского бассейна	Вохчабердская вулканогенная свита и ее аналоги	Угленосные толщи Мегри, Джаджура
Морские отложения								
Морские отложения		Эльдарская свита		Нацхорская свита			«Белесоватая» туфогенная свита и ее аналоги	
		Морские отложения		Морские отложения	(?)		Морские и лагунные отложения	

ние, опреснение и пр.), проявлявшиеся в явлениях вымирания одних форм, приспособления и пышного расцвета других и иммиграции третьих. Вследствие прекращения устойчивой связи Черноморского и Каспийского бассейнов в конце нижнего плиоцена дальнейшее развитие их фаун протекало своими особыми путями, поэтому для средне- и верхнеплиоценовых отложений этих водоемов выработаны различные стратиграфические схемы, сопоставление которых представляет серьезную трудность (табл. 9).

Имеются существенные разногласия по вопросам о проведении границ неогеновой системы и ее главнейших подразделений, в частности о границах неогена и антропогена, миоцена и плиоцена, нижнего, среднего и верхнего миоцена и пр. Мы будем придерживаться наиболее распространенных «традиционных» представлений о проведении этих границ, подтвержденных решениями Бакинской конференции по стратиграфии третичных отложений 1956 г. При изложении материала нами принята граница миоцена и плиоцена выше мэотического яруса. Но учитывая, что резким естественным рубежом в развитии Кавказа и всей Понто-Каспийской области является граница сармата и мэотиса, а мэотис и понт отвечают единому крупному этапу в развитии Кавказа и нередко бывают выражены единой труднорасчленимой континентальной толщей, было бы целесообразнее, следуя предложению Б. П. Жижченко, проводить границу отделов неогена ниже мэотиса или же выше понта. В ряде случаев континентальные толщи мэотиса — понта описаны в разделе «миоцен».

Схема стратиграфического расчленения морских неогеновых отложений Кавказской области представлена в табл. 9, схема стратиграфического сопоставления важнейших континентальных неогеновых толщ — в табл. 10.

Основы стратиграфии неогена Кавказа были заложены в классических трудах Н. И. Андрусова, И. М. Губкина, Д. В. Голубятникова. Современные представления о неогеновых отложениях Предкавказья изложены в работах В. П. Колесникова, Б. П. Жижченко, Н. С. Волковой, С. А. Гатуева, С. М. Ильинского, Б. А. Алферова, Н. Б. Вассоевича, Е. М. Великовской, Н. А. Лебедевой и др.; Черноморской области — А. Г. Эберзина, С. И. Ильина, К. С. Маслова, Л. Ш. Давиташвили, Е. К. Вахания, Р. Л. Мерклина, М. Ф. Дзвелая и др. Неоген Каспийской области охарактеризован в трудах Д. В. Голубятникова, В. В. Богачева, В. В. Вебера, К. А. Ализаде, А. А. Ализаде, К. М. Султанова и др. Морские и континентальные толщи Куринской впадины изучены С. А. Ковалевским, Н. А. Кудрявцевым, А. В. Ульяновым, М. И. Варенцовым, В. П. Маркевичем, Д. А. Булейшвили. Осадочные и вулканогенные образования Малого Кавказа описаны А. А. Габриеляном, А. Т. Асланяном, П. Д. Гамкрелидзе, Ш. А. Азизбековым, Е. Е. Милановским и др.

Важное значение для биостратиграфии неогена Кавказа имеют работы палеоботаников И. В. Палибина, А. Н. Криштофовича, П. А. Мчедлишвили, А. Л. Тахтаджана, М. Д. Узнадзе, исследования по фауне позвоночных А. Н. Рябинина, Л. К. Габуния, Н. О. Бурчак-Абрамовича, микропалеонтологические работы В. Э. Ливенталя, А. А. Сузина, Г. Ф. Шнейдер, А. К. Богдановича, В. М. Побединой, А. Г. Ворошиловой и др.

Среди неогеновых толщ Кавказа в грубой схеме можно выделить несколько основных типов отложений, либо свойственных значительным стратиграфическим интервалам, либо сложно сочетающихся в разрезах:

1) морские толщи межгорных и передовых прогибов представлены тремя главнейшими типами осадков: а) глины с тонкими прослоями мергелей, иногда диатомитов (относительно глубоководный тип нижней молассы с повышенными мощностями); б) песчанистые глины с прослоями песков и ракушечников, иногда мшанковые рифы (переходный тип); в) конгломераты, раковинные пески, оолитовые известняки, прослои глин и пр. (прибрежно-мелководный тип нижней молассы, обычно с малыми мощностями);

2) лагунно-озерные толщи, нередко весьма мощные, принадлежат двум основным типам: а) пестроцветные, глинисто-алевритовые, с прослоями песчаников и мергелей, гипсо-соленосные толщи полузамкнутых водоемов с ненормальной соленостью; б) глинисто-песчано-конгломератовые, иногда с углистыми прослоями толщи обширных замкнутых водоемов; с последним типом фациально связаны;

3) континентальные толщи песчано-конгломератового состава с горизонтами суглинков (аллювиально-пролювиальный и флювиогляциальный (?) тип); этот тип отложений носит явные черты верхней молассовой формации;

4) наземные вулканогенные толщи лав, туфов и туфобрекчий (аналоги порфировой формации А. В. Пейве), связанные фациальными переходами с туфогенно-осадочными толщами (пеплы, диатомиты, ракушечники и пр.) аллювиально-озерного происхождения.

Перейдем к обзору неогеновых отложений по отдельным районам.

Средний и верхний миоцен

Предкавказье. В Кубанской и Терской депрессиях неоген представлен мощными сериями терригенных осадков. В Центральном Предкавказье разрез, за исключением среднего миоцена, крайне сокращен как по мощности, так и по полноте вследствие постепенного вовлечения этой области в поднятие начиная с конкского и особенно сарматского веков.

Средний миоцен (тортонский ярус). Тарханский горизонт. Майкопская серия покрывается на Северном Кавказе чрезвычайно выдержанным пластом серого или бурого мергеля или известковистой глины (0,2—3 *м*), содержащим, хотя и не всегда, богатую и характерную фауну моллюсков, обитавших в морском бассейне нормальной солености,— *Amussium (Pecten) denudatum Reuss, Apporais pes-pelicani* L., *Natica helicina* Brocc., *Nucula nucleus* L., *Modiola semiruta* Zhizh., *Syndesmya parabilis* Zhizh., *Spirialis tarchanensis* Kittl. и др., а также фораминифер.

Выше в Дагестане и в Центральном Предкавказье залегает пачка глин (5—30 *м*), также содержащая остатки моллюсков тарханского горизонта. На значительных участках (между реками Белой и Кубанью, местами — в Центральном Предкавказье) тарханские и верхняя часть майкопских отложений были размыты перед накоплением осадков чокракского горизонта.

Чокракский горизонт (чокракско-спириалисовые слои) представлен как глубоководными, так и мелководными осадками, которые либо чередуются в разрезе, либо почти полностью замещают друг друга. На **Тамани** в чокракском горизонте, как и во всем тортонском ярусе, господствуют глубоководные глинистые осадки с прослоями доломитизированных мергелей, доломитов, реже песков и алевролитов. Восточнее в разрезе появляются мелководные образования — раковинные, мшанковые известняки, песчаники, иногда конгло-

мераты, которые к северу, по мере удаления от Кавказа, сменяются глинами. Мощность чокрака в Западном Предкавказье — от нескольких десятков метров до 150—250 *м*.

В **Центральном Предкавказье** мощность возрастает при движении к востоку до 300 и даже 700 *м* (у Георгиевска), хотя в средней части горизонта констатируется размыв. Литологически чокракские осадки выражены преимущественно известковистыми глинами и мергелями, иногда с прослоями песков, галечников и ракушечников с фауной *Ervilia praepodolica* Andrus., *Tellina sokolovi* Golub., *Arca turonica* Duj., *Leda fragilis* Chemn., *Nassa restitutiana* Font., *Gibbula tschokrakensis* Andrus. и пр., которые либо подстилаются (на западе), либо перекрываются (на востоке) более глубоководными темными глинами со *Spirialis* sp. (массовые скопления), *Spaniodontella intermedia* Andr. Эти глины особенно характерны для северного Ставрополья, где мощность чокрака сокращается до 5—20 *м*.

В **Терской депрессии** чокрак представлен толщей глин (700—200 *м*), в верхней половине чередующихся с мощными пластами песчаников, которые являются коллекторами нефти. Мощность толщи, а также отдельных прослоев песчаников и их число уменьшаются к западу и к югу. Особенности состава песчаников чокракского и караганского горизонтов в восточной части Терской области (присутствие минералов гранито-гнейсового парагенезиса: ставролита, дистена, силлиманита, магнетита, ильменита) и ориентировка косой слоистости в них позволяют предполагать, что источником сноса части песчаного материала служил не Кавказский остров, а Русская платформа (Батурин, 1937; Гроссгейм и Короткова, 1957) или сложенная древними породами суша, располагавшаяся северо-восточнее, в области средней части Каспия.

Разделение чокрака на нижнюю, глинистую толщу с прослоями мергелей и доломитизированных известняков (450 *м*) и верхнюю, песчано-глинистую толщу (250 *м*) сохраняется в **Северном Дагестане,** в бассейне Сулака.

В **Южном Дагестане** пачки песчаников временно появляются также и в нижней части чокракского горизонта (0,5—1 *км*), южнее сохраняются лишь в его верхней части (р. Рубас-чай) и, наконец, в Кусарском прогибе почти исчезают из разреза чокрака (мощность 200—300 *м*).

Караганский горизонт (спаниодонтелловые слои) на большей части Предкавказья литологически довольно однообразен. Это толща серых и бурых слоистых глин, местами с прослоями мергелей и линзами мшанковых биогермных известняков, с подчиненными прослоями песков и песчаников, более или менее частыми в разных районах. Она заключает исключительно однообразную фауну моллюсков, в основном принадлежащих *Spaniodontella pulchella* Baily, изредка — *Pholas* sp., *Mohrensternia grandis* Andrus., а также пресноводных остракод, при отсутствии фораминифер. Видимо, караганский бассейн был сильно опреснен.

В **Западном Предкавказье** караганский горизонт (от нескольких десятков метров до 250—350 *м* в бассейнах Пшехи и Белой) представлен в относительно глубоководных глинистых фациях, и лишь в Анапском районе появляются мелководные мшанковые, раковинные и оолитовые известняки, иногда с прослоями песков и мергелей.

В южной части Центрального Предкавказья распространены относительно мелководные глинисто-мергельные и известково-песчанистые осадки мощностью от 100—150 *м* на западе (Кубань) до 310 *м* на востоке (Георгиевск), на склоне Терской впадины. К северу мощности

уменьшаются до 100—40 *м* и главную роль в разрезе приобретают однообразные темные микрослоистые глины.

В **Восточном Предкавказье** караганские отложения (200—450 *м*) литологически близки к чокракским и, подобно последним, содержат мощные пласты нефтеносных песчаников.

Конкский горизонт (конкско-фоладовые слои) выражен чаще всего относительно глубоководными слоистыми темными глинами с прослоями мергелей, с однообразной бедной фауной *Spirialis andrussovi* Kittl. Значительно реже, обычно близ южного края конкского бассейна, встречаются более мелководные осадки, представленные глинами с прослоями песков и песчаников, а также известняками-ракушечниками, заключающими более разнообразную фауну *Ervilia trigonula* Sok., *Syndesmya alba* Wood, *S. reflexa* Eichw., *Pholas* sp., *Spaniodontella sokolovi* Sinz. Появление стеногалинных форм свидетельствует о восстановлении связи со Средиземноморским бассейном и заметном осолонении водоема.

Мощность конкских отложений, как правило, невелика и измеряется обычно 4—10 *м* на большей части Центрального Предкавказья, 10—20 *м* по южному краю Терской и Кубанской впадин и до 50—75 *м* в их внутренних частях, а также в северном Ставрополье и Дагестане. Общая мощность среднего миоцена в западном Предкавказье составляет 200—450 *м*, резко уменьшается (до 100 *м*) в западной части Центрального Предкавказья и вновь возрастает на востоке Центрального Предкавказья (500—1000 *м*) и в Восточном Предкавказье (от 800 до 1400 *м* в Северном Дагестане).

Верхний миоцен. Отложения сарматского яруса накапливались в условиях замкнутого водоема, в обстановке нарастающего опреснения, определившего характерный облик сарматской фауны (господство родов *Mactra, Cardium, Hydrobia* и др.).

Нижний сармат, как и конкский горизонт, характеризуется преимущественно глубоководными темными, часто листоватыми глинами с тонкими прослоями плитчатых мергелей и, реже, тонкозернистых песчаников; близ южного борта Предкавказского прогиба они переходят в узкую кайму песков, песчаников и ракушечников. Эти слои содержат в нижней части преимущественно остатки *Syndesmya reflexa* Eichw., а в верхней — *Mactra eichwaldi* Lask., *M. andrussovi* Koles, *Tapes vitalianus* d'Orb., *Ervilia dissita* Eichw. и др.

На Тамани этот горизонт (до 220 *м*), как и весь сармат, выражен глубоководными глинами с прослоями доломитизированных мергелей. В Западном и Центральном Предкавказье, в разрезе нижнего сармата (20—150 *м*, редко до 250 *м*) появляются прослои известняков, песков и песчаников, а в Дагестане (100—250 *м*) и Восточном Предкавказье вновь господствуют относительно глубоководные глинистые фации. В последней области максимальные мощности (до 300 *м*) приурочены к южной части прогиба (к району Черных гор), а к северу они уменьшаются до 100—80 *м* (Сунженский хребет) и даже до 50—40 *м* (Терский хребет).

В среднем сармате в ряде районов, в частности в Центральном Предкавказье, выделяются два фациальных типа отложений. Нижняя, более глубоководная часть разреза (так называемые «криптомактровые слои») представлена глинами с прослоями мергелей с *Cryptomactra pes-anseris* Mayer, *Tapes naviculatus* Andr. и др., а в верхней, более мелководной (так называемые «слои с типичной среднесарматской фауной») присутствуют также песчанистые глины, пески, песчани-

ки, ракушечные, детритусовые, оолитовые известняки, мшанковые биогермы и пр., содержащие *Mactra fabreana* d'Orb., *M. vitaliana* d'Orb., *Cardium fittoni* d'Orb. и др. Границы этих слоев не являются строго стратиграфическими. Мощности криптомактровых слоев в Западном и Центральном Предкавказье варьируют в пределах 40—270 *м*, а слоев с типично сарматской фауной — в пределах 32—120 *м*.

К востоку от Военно-Грузинской дороги на небольшом отрезке (р. Камбилеевка) в составе среднего сармата появляются прослои конгломератов, а восточнее, вплоть до Каспия, он выражен мощной глинистой толщей. К верхней части среднего сармата, возможно, относятся низы так называемой грозненской свиты — темные сланцеватые глины с известковыми и сидеритовыми конкрециями, с бедной фауной мактр, гидробий, остракод и рыб.

В Дагестане в верхней, а затем в нижней части среднего сармата появляются прослои песков и песчаников, приобретающие на юге Дагестана основное значение. Мощность среднего сармата в Терской депрессии уменьшается к северу от 500—800 *м* в Черных горах до 100—200 *м* в Передовых хребтах, а в Дагестане колеблется от 200 до 700 *м*.

Верхнесарматские отложения характеризуются заметным смещением фаций к северу, т. е. расширением мелководной зоны, а весьма однообразная фауна, состоящая в основном из нескольких видов мактр (в нижней части — *Mactra naviculata* Baily., выше — *M. caspia* Eichiw., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz.) и одного вида *Solen*, а также гастропод *Viviparus, Planorbis* свидетельствует о сильнейшем опреснении бассейна. Литологически осадки верхнего сармата разнообразны.

В **Западном Предкавказье** верхний сармат выражен как глубоководными глинистыми, так, местами и мелководными и прибрежными отложениями, вплоть до песчаников и конгломератов (Майкопский район). Мощность колеблется от нескольких десятков до 250 *м*. Не исключено отнесение к верхнему сармату низов континентальной армавирской свиты (см. ниже).

Ставропольское поднятие, кроме его восточной части, лишено верхнесарматских отложений (в основном первично), но окаймляется с запада зоной мелководных песчано-глинистых осадков с конгломератами в нижней части и ракушечниками — в верхней, мощностью до 60—170 *м*. К северу от поднятия верхний сармат сокращается до 20—25 *м* и переходит в глинистые фации, а к юго-востоку от Ставрополья, в Кабарде, вновь выражен мелководными осадками (до 100—300 *м*).

В **Восточном Предкавказье,** в Черных горах, верхний сармат выражен грозненской свитой сланцеватых глин, или ее верхней частью, которая перекрыта толщей (450—650 *м*) глин и песчаников с мощными пачками конгломератов. Севернее, в зоне Передовых хребтов, она переходит в глинистую, выше песчано-глинистую толщу (200—400 *м*) с прослоями известняков-ракушечников в верхней части.

В **Северном Дагестане** нижняя часть верхнего сармата представлена мощной глинистой толщей (до 300—500 *м*), которая в южном направлении, а также вверх по разрезу сменяется чередованием песчаников, глин и известняков-ракушечников (200—300 *м*).

На отдельных участках, главным образом на Тамани и в Западном Предкавказье, между отложениями сармата и мэотиса выделяется капканский горизонт, слагаемый мшанковыми биогермами из колоний *Membranipora,* а также подстилающими их известняками и глинами с *Hudrobia, Spirorbis* и *Serpula* (до 50 *м*). Происхождение

этих слоев связывается либо с осолонением бассейна и появлением первых иммигрантов в самом начале мэотиса (В. П. Колесников), либо (что более вероятно) с почти полным опреснением и вымиранием мактр, завершающими развитие сарматского водоема (Б. П. Жижченко).

В **Восточном Предкавказье,** в районах Сулака и Черных гор, примерно такое же стратиграфическое положение занимает континентальная толща (до 300—450 *м*) озерного и дельтового происхождения, состоящая из косослоистых песчаников и глин с прослоями гравелитов и конгломератов, с остатками пресноводной и наземной фауны (*Helix, Pupa, Valvata* и пр.). Верхняя часть этой толщи в некоторых районах, по-видимому, принадлежит уже мэотису.

Мэотический ярус подразделяется на два горизонта. Нижний (багеровский) горизонт, часто залегающий трансгрессивно, содержит богатую фауну моллюсков (*Venerupus abichi* Andrus., *Dosinia maeotica* Andrus., *Modiola volynica* Eichw. var. *minor* Andrus., *Cardium mithridatis* Andrus., *Lucina pseudonivaea* Andrus., *Ervilia minuta* Sinz., *Syndesmya tellinoides* Sinz.), говорящую о временном восстановлении связи с бассейном нормальной солености. Верхний (тмутараканский) горизонт заключает более однообразную фауну, преимущественно конгерий (*Congeria subnovorissica* Ossaul., *C. panticapaea* Andrus. и пр.), приспособившуюся к новому опреснению Понто-Каспийского бассейна.

На **Таманском полуострове** мэотис выражен песчанистыми глинами с прослоями песков, ракушечников и диатомитов (150—200 *м*).

В **Западном Предкавказье** мэотис представлен мелководными зоогенными известняками и глинами с прослоями алевролитов и песков и местами конгломератов. Мощность 100—350 *м*, на Тамани до 350 *м*. К востоку, в районе Майкопа, мэотис, возможно, переходит в континентально-лагунную песчано-галечную толщу с прослоями глин и мергелей. Севернее, в районе Армавира, на верхнем сармате с размывом залегает так называемая армавирская свита красно-бурых и серых глин и песков (до 50—60 *м*) аллювиально-дельтового и озерного происхождения. Найденные Н. А. Лебедевой в средней части свиты остатки млекопитающих *Hipparion* sp., *Chilotherium* cf. *schlosseri, Tragoceras* sp. (?) позволяют установить ее возраст в рамках верхнего сармата — мэотиса — понта.

На северной и восточной периферии **Ставропольского поднятия** мэотис выражен мелководными, прибрежными фациями (пески, глины, ракушечники), переходящими в центральной части Манычского пролива в глинисто-мергельную толщу. Мощность мэотиса в Центральном Предкавказье не превышает 50—160 *м*.

В **Восточном Предкавказье** морские осадки мэотиса окаймляются с юго-запада широкой полосой континентальных отложений — конгломератов, а также суглинков, глин и песков, содержащих остатки наземных и пресноводных гастропод. В нижней части конгломераты почти нацело состоят из гальки мезозойских известняков, а выше постепенно обогащаются гальками различных палеозойских пород (на западе) и терригенных юрских пород (на востоке). Эти отложения (лысогорская свита, по В. П. Ренгартену, 1932), несогласно налегающие на разные горизонты сармата, имеют мощность до 500—1000 *м* и относятся к мэотису и, возможно, понту. Развитые восточнее и северо-восточнее морские отложения мэотиса выражены глинами с угнетенной фауной, в нижней части чередующимися с песчаниками. Мощность, в предгорной полосе достигающая 500—700 *м*, постепенно уменьшается к северу.

В прикаспийской полосе Дагестана и Присамурском районе мэотис отсутствует.

На **Большом Кавказе**, если не считать его периферическую «оторочку», отложений миоцена почти нет. Исключения составляют **Рача-Лечхумский прогиб** с его восточным (Рачино-Осетинским) продолжением на южном склоне Центрального Кавказа (см. миоцен Западного Закавказья) и район массива горы Шахдаг на юго-восточном Кавказе, где останцы морского сармата подняты ныне до абсолютных высот в 3—3,5 *км*. В основании плиоценовых вулканогенных и осадочных образований Эльбруса на высоте 3,7 *км* Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским обнаружены остатки коры выветривания, по-видимому, верхнемиоценового (сарматского) возраста.

В **Западном Завкавказье** миоценовые отложения выполняют глубокие прогибы, окаймлявшие с юга поднятие Большого Кавказа (Абхазо-Мегрельский) и с севера Аджаро-Имеретинское поднятие (Гурийский). В западной части они разделялись сушей, занимавшей центральную часть Рионской впадины, а восточнее сливались в неглубокий Кутаисский прогиб. Маломощные отложения миоцена покрывают также склоны Дзирульского массива и выполняют Рача-Лечхумский прогиб.

Тарханский горизонт, налегающий на верхи майкопской серии или на песчанистые онкофоровые слои, выделяется не везде, так как на ряде участков он был размыт предчокракской трансгрессией. Он представлен песчано-глинистыми слоями с прослоями мергелей, с остатками *Cuspidaria*, *Cryptodon*, *Spirialis* и иногда *Amussium denudatum* Reuss мощностью от 0,5 до 30 *м*.

Чокракский горизонт залегает в Западной Грузии трансгрессивно на разных горизонтах третичных, мезозойских и даже палеозойских отложений (Дзирульский массив). В Абхазии, Мегрелии и Гурии он согласно перекрывается караганскими и конкскими слоями, образующими с ним единую мощную толщу, достигающую в северном прогибе 500 *м*, в южном 650 *м*, из которой около половины приходится на караганский горизонт. Эта толща представлена преимущественно глинами с прослоями мергелей, известняков и песчаников. К востоку, в сторону Дзирульского массива, перекрывавшегося, за исключением центральной части, среднемиоценовым морем, разрез тортонского яруса резко сокращается (до 100—200 *м*) и выражен мелководными и прибрежными осадками — конгломератами, песками, песчаниками, известняками-ракушечниками. Севернее, в Рача-Лечхумском прогибе, тортонский ярус сложен глинисто-песчаными отложениями с прослоями мергелей-ракушечников и, реже, конгломератов (до 650 *м*).

Отложения сарматского яруса в Абхазо-Мегрельском и Гурийском прогибах литологически близки к тортонским, но в среднем и верхнем сармате в обоих прогибах помимо песчано-глинистых осадков появляются пачки конгломератов и брекчий и континентальные прослои с остатками теплолюбивой флоры (пальмы и пр.). Максимальные мощности сармата очень велики и достигают в Гурии 3—3,3 *км* (по отдельным подъярусам 1500 *м*, 900—1000 *м* и 600—700 *м*), в Абхазии и Мегрелии 1—1,5 *км* (соответственно до 400—600 *м*, 300—500 *м* и 400 *м*). Восточнее, в Рача-Лечхумском прогибе и на западном склоне Дзирульского массива, нижний и средний сармат выражены конгломератами, песками, глинами и ракушечниками (130 *м* в Лечхуме); верхний сармат и более высокие горизонты неогена здесь отсутствуют (по-видимому, первично). На отложениях тортона и сармата у с. Наманеви с размывом залегает останец мощного покрова базальтовых лав.

Мэотический ярус в Западной Грузии залегает несогласно на разных горизонтах третичных отложений, а в центральной части Рионской впадины, вовлеченной с мэотиса в прогибание,— даже на верхнемеловых породах. По периферии Рионской впадины — в Абхазии, Мегрелии и Гурии — мэотис представлен, как правило, весьма грубыми осадками — конгломератами (до валунных и глыбовых) с прослоями гравелитов, песчаников, глин, реже известняков-ракушечников и мергелей, содержащих остатки гидробий (в низах), конгерий (в верхах), а также рыб и флоры. Петрографический состав галек и валунов — граниты, порфириты, сланцы, известняки и пр. в Абхазии и Мегрелии, эффузивные, карбонатные и песчано-глинистые породы верхнего мела, палеогена и миоцена в Гурии — указывает на интенсивный размыв Большого Кавказа и Аджаро-Имеретинского поднятия. Мощности мэотиса достигают в северной части впадины в Абхазии 450 *м* и даже 1000 *м* (мыс Пицунда), а в Мегрелии 200—350 *м;* на южной периферии впадины в Гурии они составляют 200—400 *м*.

В центральной части Рионской впадины мэотис выражен толщей песчанистых глин (до 900 *м*) с прослоями и пачками песчаников и мелкогалечных конгломератов с гальками карбонатных пород, песчаников лейаса (?) и мусковитовых гранитов.

Куринская впадина, представлявшая в неогене очень сложно построенный прогиб, характеризуется весьма большим разнообразием разрезов миоценовых отложений, которые могут быть описаны здесь лишь очень схематично, обобщенно, по нескольким основным районам: 1) восточная часть впадины, Кобыстан и Апшеронский полуостров; 2) Ленкоранский район; 3) средняя часть впадины (Кахетия, северо-западная часть Азербайджана); 4) западная (Карталинская) часть впадины.

Тарханский горизонт, согласно налегающий на майкопскую серию, выделяется не везде вследствие сходства его с чокракскими отложениями или из-за предчокракского размыва. В Апшероно-Кобыстанском районе, а также в Кахетии этот горизонт выражен глинами с прослоями мергелей мощностью до 50—80 *м*. В Карталинской впадине он представлен мелководными осадками — песчаниками с галькой и глинами с *Amussium denudatum* Reuss и др.,— мощность до 80 *м*; в Ленкоранском районе — чередованием песчаников, конгломератов, глин и мергелей (62 *м*).

Чокракский горизонт в **Восточном Азербайджане** выражен в двух фациях: на Апшероне и северном Кобыстане — черными и бурыми глинами с прослоями доломитов с остатками *Spirialis* и рыб (до 50 *м*), а южнее — мощной (до 500 *м*) песчано-глинистой толщей с обычными для чокрака моллюсками. Обломочный материал в этот прогиб, по-видимому, поступал с находившейся южнее Ширванской суши. Чокракский (400 *м*), караганский (110 *м*) и конкский (60 *м*) горизонты в Ленкоранском районе представлены аналогичными песчано-глинистыми породами с прослоями мергелей.

В **Кахетии** к чокраку относится преимущественно глинистая толща (до 400 *м*) с мощными прослоями песков и песчаников в средней части.

В **Карталинской впадине** чокракский горизонт слагается пестроцветными песчано-глинистыми породами с прослоями конгломератов (на севере) и известняков-ракушечников (на юге) мощностью до 200—400 *м* у северного борта и до 50—170 *м* у южного борта впадины. В ее осевой части чокрак представлен пестроцветными глинами с прослоями песчаников мощностью 54 *м* (скв. Гори).

В Восточном Азербайджане выше выделена так называемая диато-

мовая толща (караганский горизонт — мэотис), разделенная на ряд свит, приблизительно эквивалентных горизонтам среднего и верхнего миоцена.

Караганский горизонт в **Кобыстане** и на **Апшероне** выражен глинами с прослоями доломитов и доломитовых мергелей (мощностью обычно не более 50—100 *м*), которые к югу сменяются чередованием глин и песков с остатками *Spaniodontella pulchella* Baily, остракод и рыб (до 200—250 *м*). В согласно залегающих выше конкских отложениях (150—200 *м*) сохраняются те же типы осадков и их зональность, но для северного глинистого типа разреза характерно широкое развитие диатомитов.

В **средней части Куринской впадины,** в Кахетии, развита мощная толща караганских и конкских отложений (250—500 *м*), граница которых проводится в середине толщи несколько условно. Она представлена глинами, а также песчаниками, постепенно выклинивающимися к востоку, и прослоями мергелей. На северо-восточных **склонах Малого Кавказа** на высотах 700—1100 *м* местами сохранились маломощные останцы трансгрессивно залегающих прибрежно-мелководных ракушечников, песков и глин караганского горизонта (г. Какиль), а также конкского горизонта и нижнего сармата (г. Кабахтапа и др.).

В **Карталинской депрессии** караганский и конкский горизонты, как и чокрак, выражены близ северного борта впадины довольно мощными толщами песчаников, глин, местами с прослоями конгломератов (соответственно 100—300 *м* и от 50—100 до 400—500 *м*), а близ южного борта — несколько менее мощными глинами, песчаниками, известняками-ракушечниками и, реже, мергелями и конгломератами. В осевой части впадины этим горизонтам отвечает толща переслаивания глин и известковистых песчаников (114 *м* в скв. Гори).

Нижний и средний сармат на **Апшеронском полуострове** и к западу от него представлены в глубоководной фации и слагаются толщей слоистых глин с прослоями мергелей и доломитов. К северу и к югу они сменяются песчано-глинистыми осадками. Верхний сармат выражен глинами с прослоями мергелей и доломитов, а в северном Кобыстане и в Бакинском районе — с прослоями песков. Общая мощность сармата на востоке Азербайджана обычно составляет 100—200 *м*, но в южном Кобыстане достигает местами 500—800 *м*.

В **Ленкоранском районе** сарматский ярус сложен толщей серых глин с прослоями песков, песчаников, изредка мергелей, а в низах среднего сармата — с прослоями конгломератов. Мощность отдельных подъярусов соответственно 200 *м*, 400—500 *м* и 120 *м*. В **средней части Куринской впадины** — в Кахетии и Западном Азербайджане — сарматский ярус представляет собой очень мощную (до 2,5 *км*) сложно построенную серию. К нижнему сармату относится толща глин с прослоями мергелей, а также песчаников, значение которых сильно возрастает к западу. Мощность 200—550 *м*. В среднем сармате выделяется несколько фациальных типов отложений, в связи с прогрессирующим обмелением постепенно смещающихся к юго-востоку и сменяющих друг друга в разрезе. Низы среднего сармата выражены чаще всего в относительно глубоководной фации «криптомактровых слоев» темно-серыми глинами с тонкими прослоями мергелей и песчаников (300 *м*). Они фациально переходят и перекрываются толщей песчаников, глин, оолитовых известняков и конгломератов с «типичной среднесарматской фауной» (до 700—1000 *м*), а в юго-восточной части Кахетии так называемой «чобандагской свитой». Последняя слагается однообразными

серыми и бурыми глинами с редкими прослоями песчаников, песков и мергелей, содержащими бедную фауну среднего и верхнего сармата (*Mactra subvitaliana* Koles., *M. naviculata* Baily, *M. nalivkini* Koles., и др.). «Чобандагская свита» представляет собой одну из фаций среднего и низов верхнего сармата. Общая мощность среднего сармата от 300 до 1000—1200 *м*, а в Северной Кахетии даже до 2—3 *км* (?).

В верхнем сармате также выделяется несколько фациальных типов осадков, быстро смещающихся вверх по разрезу к востоку. Низы верхнего сармата помимо глубоководной чобандагской фации выражены мелководными песчаниками и глинами, местами с прослоями конгломератов и углей, с мактровой фауной (200—500 *м*), а в самой западной части прогиба — пестроцветными глинами озерно-лагунного происхождения. Выше по разрезу аналогичные пестроцветные глины с прослоями песчаников и конгломератов мощностью до 300—400 *м* (эльдарская свита) перекрывают всю Кахетию. Общая мощность верхнего сармата до 600—800 *м*. В среднем и верхнем сармате Кахетии присутствуют прослои вулканических пеплов.

В **Карталинской впадине** в морских фациях представлены лишь нижний и средний сармат. Нижний сармат на крыльях впадины залегает разко трансгрессивно на разных горизонтах третичных, мезозойских и даже палеозойских (на западе) отложений. В северной части депрессии он выражен чередованием глин, песчаников и конгломератов с галькой пород мезозоя, на западе — древних гранитов (до 300—400 *м*), а в ее южной части — менее грубой и мощной (до 100—135 *м*) толщей тонких глин с прослоями мергелей, оолитовых и ракушечных известняков и песчаников, среди которых по фауне выделяются слои с *Syndesmya reflexa* Eichw., с *Ervilia podolica* Eichw., *Mactra eichwaldi* Lask. и пр. В осевой части впадины развиты песчаники с прослоями глин (160 *м*).

В согласно залегающем среднем сармате сохраняются те же типы отложений и их распределение, но состав материала в северной части впадины становится кверху почти сплошь конгломератовым, а морская фауна почти исчезает. Мощности в северной части депрессии 500—700 *м*, в осевой 200 *м*, в южной 150—180 *м*, на западном крыле 50 *м*. Выше согласно залегает очень мощная (500—1500 *м*) нацхорская толща пресноводного (озерного?) происхождения, отвечающая верхнему сармату и аналогичная эльдарской свите Кахетии. Она сложена зеленовато-серыми и отчасти красно-бурыми песками, суглинками, алевролитами, а также песчаниками (преобладающими в верхней части) и, реже, конгломератами, представляющими продукты размыва южного склона Большого Кавказа и Триалетских гор. В толще встречены остатки пресноводных и наземных моллюсков *Helix, Planorbis, Cyclostoma (Pomatias)*, а также флоры, в составе которой преобладают вечнозеленые формы (лавры, магнолии и пр.).

Мэотические морские отложения присутствуют лишь в самой восточной части Азербайджана — на **Апшероне** и в **Кобыстане**, где они венчают разрез «диатомовой толщи». Они залегают трансгрессивно и слагаются глинами и диатомитами с прослоями мергелей, доломитов и вулканических пеплов. К северо-западу (в прибрежной части бассейна) в разрезе появляется много мелководных оолитовых или детритусовых известняков, песков, а в низах свиты — доломитовые брекчии и конгломераты. Погрубение материала происходит и в южном направлении. Мощность мэотиса варьирует от нескольких десятков до 400—500 *м*.

В Ленкоранском районе мэотис, так же как и понт, отсутствует. В **Среднекуринской впадине** мэотису и понту отвечает мощная континентальная ширакская свита, сменяющая вверх по разрезу эльдарскую[1]. Ее нижняя часть сложена преимущественно серовато- и красновато-бурыми глинами, косослоистыми песками с прослоями мергелей, а верхняя — конгломератами, песчаниками и суглинками. В свите встречаются многочисленные прослойки бурого угля, а также вулканических пеплов. Она содержит остатки пресноводных моллюсков (*Unio flabellatus* Goldf., *Planorbis, Helix, Melanopsis*), остракод и млекопитающих (*Dinotherium, Hipparion gracile* и др.). Происхождение ее озерно-дельтовое, частью аллювиальное. Мощность свиты до 1,5—2,2 *км*.

В **Карталинской впадине** выше нацхорской свиты залегает континентальная душетская свита, состоящая из галечных и валунных конгломератов (обычно рыхлых) с прослоями косослоистых песчаников и, реже, суглинков и глин и линзами бурых углей. Гальки и валуны представлены известняками, сланцами, порфиритами и другими породами мезозоя и отчасти палеогена южного склона Кавказа. В породах свиты заключены остатки пресноводных и наземных моллюсков и флоры. По-видимому, она приблизительно одновозрастна с ширакской. Мощность 1—2 *км*. На северо-западной окраине впадины в верхах свиты между пачками рыхлых конгломератов наблюдается ряд потоков базальтов, андезито-базальтов и прослои из их туфов и шлаков, быстро выклинивающихся к югу.

Малый Кавказ. Миоценовые осадочные образования наиболее полно развиты в зоне Араксинского межгорного прогиба (Нахичеванская и Ереванская впадины) и в некоторых внутренних впадинах (Севанская). На обширных пространствах Ахалкалакского и Армянского нагорий распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные континентальные толщи мощностью до многих сотен и даже более 1000 *м*.

В **Нахичеванской впадине**, по данным Ш. А. Азизбекова, на пестроцветной свите и подчиненной ей вулканогенно-обломочной толще нижнего миоцена — верхнего олигоцена и различных более древних образованиях вплоть до палеозоя трансгрессивно залегает мощная гипсоносная свита. В основании ее лежат окремнелые известняки и мергели с остатками моллюсков *Natica, Hydrobia, Planorbis, Lymnaea*, а также фораминифер, перекрываемые пачкой гравелитов и песчаников. Общая мощность этих лагунно-морских отложений, условно относимых к нижнему (?) — низам среднего миоцена колеблется в пределах 60—575 *м*.

Караганский горизонт (?) выражен шоколадно-бурыми, реже зеленовато-серыми известковистыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов с отдельными линзами каменной соли с остатками остракод, гастропод и харовых водорослей, что указывает на резкие колебания солевого режима от засоления до сильного опреснения. Мощность 200—700 *м*.

Конкский горизонт представлен чередованием аналогичных пород, в основном зеленовато-серого цвета (62—145 *м*) с редкой морской фауной *Pholas* ex gr. *bogatschovi* Ossip., *Barnea pseudousjurtensis* Bog., *B.* ex gr. *ustjurtensis* Eichw. и пр., а также фораминиферами и остракодами. Морские воды в Нахичеванскую котловину (и далее в Ереванскую и Севанскую) проникали в среднем и верхнем миоцене,

[1] Некоторые исследователи сопоставляют верхи ширакской свиты с продуктивной толщей среднего плиоцена, что вряд ли правильно, так как акчагыльский ярус залегает на ширакской свите местами с резким несогласием.

по-видимому, через мелководный пролив, находившийся на месте современной долины р. Аракс.

К н и ж н е м у — с р е д н е м у сармату, очевидно, относится вышележащая толща красно-бурых, коричневых и зеленоватых глин, песчаников, песков с редкими прослоями известняков, мергелей, алевролитов, а также вулканических пеплов (450—735 *м*) с остатками верхнемиоценовой флоры, гастропод *Planorbis* sp., *Hydrobia* sp. и остракод, свидетельствующих о новом сильнейшем опреснении.

В е р х н и й с а р м а т слагается зеленоватыми, желтовато-серыми и коричневато-серыми (в низах) известковистыми глинами с прослоями песчаников, мергелей, гипса, линзами каменной соли, а также прослойками вулканических пеплов. Мощность 200—440 *м*. В верхах толщи встречаются скопления остатков пелеципод *Mactra caspia* Eichw., *M. crassicolis* Sinz., фораминифер, остракод и рыб. Общая мощность соленосной свиты — до 1,5—2,5 *км*. Стратиграфически и литологически аналогичный комплекс отложений имеется и северо-западнее, в **Ереванской впадине.** Здесь на пестроцветной свите залегают:

1. С в и т а г и п с о н о с н ы х п е с т р о ц в е т н ы х г л и н, мергелей и песчаников (до 300—800 *м*). В нижней ее части к северу и северо-востоку от Еревана появляется мощнейшая (до 700 *м*) линзовидная залежь каменной соли с пропластками соленосных глин. Эта свита отвечает, видимо, среднему миоцену — низам сармата.

2. Р а з д а н с к а я с в и т а зеленовато-серых, изредка красноватых монтмориллонитовых, несколько известковистых глин с прослоями песчаников, оолитовых и ракушечных известняков, а также пропластками гипсов и пиробитуминозных сланцев. В нижней части (нижний — средний сармат) встречаются остатки рыб (*Clupea lanceolata, C. ventricosa*), полупресноводных и пресноводных моллюсков (*Melanopsis, Bythinia, Hydrobia, Anodonta arzniana* Bog.), а выше — остатки верхнесарматских мактр (*Mactra bulgarica, M. caspia, M. crassicolis, M. sinzovi*). Мощность разданской свиты до 400—800 *м*. К востоку от Еревана она фациально переходит в континентальную туфогенную толщу (белесоватую свиту), служащую основанием миоплиоценового вулканического комплекса Армянского нагорья. В центральной части Малого Кавказа миоценовые осадки известны в немногих местах. Останцы маломощных песчаников, известняков-ракушечников и глин конкского горизонта залегают в районе с. Ахта (к западу от оз. Севан) резко несогласно на породах мела и палеозоя.

В **Севанской остаточной впадине** на западном побережье озера можно предполагать присутствие не выходящей на поверхность среднемиоценовой гипсоносной толщи. Скважинами здесь пока вскрыта лишь глинистая толща с а р м а т а видимой мощностью свыше 500 *м*. Верхи ее, сложенные мшанковыми (мембранипоровыми) биогермами, известняками-ракушечниками с *Hydrobia* и сарматскими остракодами (*Cyprideis sarmatica*), мергелями и глинами с примесью пеплов (капканский горизонт?), обнажаются восточнее г. Камо (Нор-Баязет). Эти отложения сильно опресненного сарматского водоема, вероятно, смыкаются под миоплиоценовыми эффузивами Гегамского нагорья с сарматом Ереванской впадины. По-видимому, к миоплиоцену (мэотис-понт) относятся остатки маломощных песчано-известково-глинистых толщ с прослоями бурых углей (с раковинами пресноводных гастропод и отпечатками флоры), которые в Южной (Мегри) и Северной Армении (Джаджур) несогласно залегают на эоценовых отложениях и палеогеновых интрузиях.

Миоценовые осадочные толщи в центральной части Малого Кавказа в **зоне Армянского вулканического нагорья** перекрываются и частью фациально замещаются вулканогенными и вулканогенно-осадочными континентальными толщами миоценового и нижнеплиоценового возраста.

Разрез их изучен пока недостаточно; по-видимому, он не повсюду одинаков. В наиболее полном виде (в западном Даралагезе и юго-восточной части Севанской впадины) последовательность их рисуется следующим образом:

1. Толща андезитовых и других лав, туфобрекчий и туфов; в западном Даралагезе она лежит несогласно на фаунистически охарактеризованном среднем олигоцене, а в Нахичеванской впадине (асадкяф-каширдагская свита) между абракунисской (Pg_3) и низами соленосной толщи (N_1^{1-2}), по возрасту она может отвечать верхнему олигоцену или нижнему миоцену. Мощность несколько сотен метров (см. примечание к стр. 142).

2. Толща светлых трахилипаритовых туфов, пемз, пеплов, туфобрекчий, широко распространенная в Варденисском, Гегамском нагорьях, на хр. Цахкуняц. В окрестностях Еревана эта толща («белесоватая свита») обогащается туфопесчаниками, пемзовыми песками, глинами, фациально замещает разданскую свиту и, очевидно, имеет верхнесарматский возраст. Мощность десятки — первые сотни метров.

3. Вохчабердская вулканогенно-обломочная толща, с размывом и слабым несогласием налегающая на верхнесарматские, а также более древние отложения. Она представлена туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфами и фациально с ними связанными лавами преимущественно андезитового, реже андезито-базальтового, дацитового, а в верхах местами липаритового состава. Эта толща, имеющая мощность во много сотен метров, бронирует Варденисское, Гегамское нагорья, Восточно-Севанский, Конгуро-Алангезский хребты и переходит в смежных депрессиях, в частности Севанской, в пролювиально-озерные отложения (в том числе туфогенные и пемзовые пески и гравий, диатомиты, известняки-ракушечники), содержащие в разных прослоях раковины *Dreissensia,* плиоценовых пресноводных остракод, диатомовых и остатки миоплиоценовой (не моложе понта) флоры покрытосеменных.

В некоторых районах эти толщи пока не разделены. В северо-западной части Малого Кавказа, в **Ахалкалакском нагорье,** широко распространена мощная вулканогенная толща—так называемая годердзская свита. Она налегает на верхний олигоцен (в Ахалцихском районе) и с размывом перекрывается верхним плиоценом. Толща слагается лавами и пирокластолитами разнообразного состава, а в отдельных пачках туфогенно-осадочных пород содержит богатейшую ископаемую флору (возможно, разновозрастную). Наиболее известная флора Годердзского перевала датируется разными исследователями как средний — верхний миоцен (М. Д. Узнадзе, А. Н. Криштафович), нижний (И. В. Палибин) и даже средний плиоцен (П. А. Мчедлишвили), а флора из диатомитов Кисатиби — несомненно плиоценовая. По-видимому, эта толща представляет сложный комплекс, сопоставимый с описанными выше неогеновыми вулканогенными толщами Армении (миоцен — нижний плиоцен). К юго-западу от массива горы Арагац, в низовьях р. Ахурян и прилегающих районах Турции (Кохбская, или Кульпская мульда) средний и верхний миоцен выражены мощной (до 2,5—3 *км*)

лагунно-континентальной толщей молассового типа. Она сложена серыми, красными и зеленоватыми глинами, песчаниками (с остатками солоноватоводных и пресноводных неогеновых моллюсков, остракод и рыб), в нижней части с редкими прослойками конгломератов и каменного угля, а в верхах — с линзами и прослоями каменной соли, достигающими мощности в 300 *м*.

Плиоцен

Плиоценовые отложения Западного и Восточного Предкавказья, за исключением нижнего плиоцена (понта), столь трудно сопоставимы, что их приходится рассматривать раздельно.

Западное Предкавказье. Понтический ярус. На Тамани на мэотис налегает толща глин понтического яруса с Valenciennesia pl. sp., Paradacna abichi R. Hoern. и пр. (фация так называемых «валенциеннезиевых глин») мощностью от 50 до 330 *м*. Прослои ракушечников в ее нижней части, отвечающей новороссийскому горизонту, содержат богатую фауну пелеципод (*Congeria subromboidea* Andrus., *Dreissensia anisoconcha* Andrus., *D. simplex* Barb. и др.), а в верхней, соответствующей босфорскому горизонту,— *Paradacna abichi* R. Hoern., *Didacna planicostata* Desh. и др. Восточнее, в предгорных районах понтический ярус несогласно ложится на разные горизонты миоцена и палеогена, а фация «валенциеннезиевых глин» замещается чередованием известняков-ракушечников, песков, песчаников и конгломератов с богатой фауной кардид, дрейссензий, конгерий и пр. («фация одесского известняка»). Севернее понт выражен преимущественно глинистой фацией. Мощность колеблется от нескольких десятков до 400—600 *м*.

Киммерийский ярус, лежащий местами трансгрессивно, представлен в глубоководной фации глинами со сферосидеритами, а в более мелководной — глинистыми песками, песчаными глинами, ракушечниками, нередко железистыми, с богатой фауной дрейссензий, кардид и др. В них заключены прослои оолитовых бурых железняков, которые образуют в средней части толщи на Керченском и Таманском полуостровах рудный (камышбурунский) горизонт (25—50 *м*). Мощность яруса от 150—200 на Тамани до 400—700 *м* в более восточных и северных районах, где он вскрыт бурением.

Куяльницкий ярус, распространенный только в самой западной части Западного Предкавказья (до Краснодара на востоке) согласно залегает на киммерии и представлен толщей песков и глин с фауной дрейссензий (*Dreissensia theodori* Andr. var. *cubanica* Krest., *D. rostriformis* Desh.), *Limnocardium limanicum* Krest., *Prosodacna subkujalnicensis* Krest. и пр., которая свидетельствует о прогрессирующем опреснении водоема. Мощность от 10—25 *м* на Тамани до 100—500 *м* в нижнем течении р. Кубани.

На Тамани на куяльницких, или, несогласно, на более древних слоях (вплоть до майкопа), залегают мелководные отложения таманского горизонта (до 25 *м*) — ракушечники, пески и глины, иногда с прослоями галечников. Остатки пелеципод в них — *Mactra (Avimactra) subcaspia* Andrus., *Cardium* ex gr. *dombra* Andrus. — явно указывают на временное существование связи с акчагыльским (скорее всего с верхнеакчагыльским) бассейном Каспия[1] (см. ниже) через пролив,

[1] Следует подчеркнуть, что связью с акчагыльским бассейном Каспия обладал, видимо, не весь Черноморский бассейн, а лишь его северо-восточная часть — район Таманского полуострова и Азовского моря, так как на других побережьях Черного моря аналоги акчагыла не известны.

существовавший, очевидно, в зоне Манычского прогиба. Присутствие в отдельных прослоях пресноводных моллюсков говорит о прибрежно-дельтовых условиях.

На большей части площади **Азово-Кубанской депрессии** средне- и главным образом верхнеплиоценовые отложения выражены, по Г. Н. Родзянко, так называемой надпонтической толщей серовато-зеленых и красноцветных глин, алевритов и подчиненных им песков, а в южной части впадины — также и галечников, в основном аллювиального и дельтового (частью лиманного) происхождения, мощностью до 500—900 *м*. В районе Краснодара эта толща, по данным Е. М. Великовской (1960), имеет мощность 300—400 *м* и лежит на куяльнике, но восточнее в своей нижней части замещает морские куяльницкие и вехнекиммерийские (надрудные) отложения. Она заключает остатки пресноводных моллюсков остракод (характерных как для куяльника, так и акчагыла), средне- и верхнеплиоценовых млекопитающих. Верхние горизонты, выделенные на северном крыле впадины, в частности в Ейске, под названием танаисских слоев (Г. И. Попов, В. В. Богачев), помимо верхнеплиоценовых пресноводных моллюсков (*Dreissensia polyprorpha* Pall., *Viviparus* ex gr. *diluvianus* Kunth. и др.) и унионид левантинского типа (*Unio sturi* M. Hoern., *U. maximus* Penecke и др.) содержат типичную форму апшеронского бассейна Каспия — *Apscheronia propinqua* Eichw.— и по возрасту относятся к апшерону. По-видимому, одновозрастные им отложения со сходной фауной моллюсков (но без *Apscheronia propinqua* Eichw.) отмечены в составе «надпонтической толщи» в краснодарских скважинах, а также на западном побережье Таманского полуострова.

Разрез надпонтической серии заканчивается так называемыми скифскими слоями — чередованием красно-бурых, кирпично-красных и зеленовато-серых плотных неслоистых глин с отдельными прослоями пестроцветных песков и супесей, галечника и гравия (только на юге депрессии), глинистых мергелей с известковистыми, марганцево-железистыми стяжениями и выделениями гипса. Мощность скифских глин — от 10 до 45 *м*. Они относятся к самому концу плиоцена, вероятно, верхнему апшерону. Общая мощность плиоцена в Западном Предкавказье — до 400—500 *м*, а в наиболее погруженных частях Кубанской впадины она доходит до 1—1,5 *км*.

В **Центральном Предкавказье** плиоцен выражен неполно и присутствует главным образом по окраинам Ставропольского поднятия. Морские отложения понтического яруса развиты по его северной периферии, в Манычском прогибе. Они залегают трансгрессивно на разных горизонтах сармата и представлены маломощными (4—20 *м*) мелководными песчано-известковистыми осадками, переходящими к северо-западу в мощную глинистую толщу (до 200 *м*).

На западном склоне Ставропольского поднятия, как уже говорилось (см. мэотис), развиты континентальные красноцветные отложения армавирской свиты. Часть ее, возможно, относится к понту.

На восточном склоне Ставропольского поднятия и на востоке Минераловодского района на разные горизонты миоцена и олигоцена трансгрессивно налегают прибрежные пески, песчаники и конгломераты, к востоку постепенно сменяющиеся глинами с фауной мактр и кардид акчагыла (от 15 до 70—80 *м*). Выше их местами вскрыты скважинами отложения с фауной дрейссензий, гидробий и монодаки апшеронского яруса. Севернее апшеронские отложения проникают в Манычский прогиб.

К верхнему плиоцену (апшерону) относятся отложения древнейшей террасы Кубанского бассейна, развитые на междуречье Кубани и Лабы и в правобережье Кубани — галечники, к северу переходящие в горизонт песков. Уровень этой террасы понижается к северу от 300—200 *м* (в предгорьях) до 60 *м* (в районе Армавира). Ей, по-видимому, соответствует так называемая Армянская терраса бассейна р. Подкумок (между Пятигорском и Георгиевском), несущая покров галечников, гравия и песков, в которых найдены остатки *Elephas meridionalis* Nesti (у Георгиевска и на горе Машук). Отложения этой террасы перекрываются пестроцветными и красно-бурыми глинами, суглинками и песками, вероятно, верхнеапшеронского возраста, мощностью до нескольких десятков метров — аналогами скифских глин Азово-Кубанской впадины и Ергеней. Они прослеживаются по восточному и северному склонам Ставропольского поднятия. Некоторые исследователи ошибочно распространяют на эту красноцветную толщу название «армавирская свита», что приводит к недоразумениям.

Восточное Предкавказье. Понтический ярус в юго-западной части Восточного Предкавказья, вероятно, выражен верхней частью мощной континентальной грубообломочной толщи, упоминавшейся при описании мэотиса. Восточнее отложения понтического яруса почти повсеместно размыты. Морские отложения понта в Кусаро-Дивичинском прогибе слагают песчано-глинистую толщу (до 350 *м*). Трансгрессивно залегающие останцы понта (конгломераты, ракушники) сохранились на высотах до 2,5 *км* на отрогах горы Шахдаг. На осадки понта в этом прогибе трансгрессивно ложатся мощные (0,5—2 *км*) глинисто-песчано-конгломератовые отложения верхней части продуктивной толщи (см. ниже).

Акчагыльский ярус залегает трансгрессивно, а в горном Дагестане местами ингрессивно на разных горизонтах неогена, покрывая почти всю площадь Восточного Предкавказья. Эти отложения содержат остатки моллюсков *Cardium dombra* Andr., *C. konschini* Andr., *Mactra (Avimactra) subcaspia* Andr., *M. karabugasica* Andr., *Potamides caspius* Andr., а в верхней части также дрейссензии. Присутствие мактр и кардид свидетельствует о проникновении в область Каспия своеобразной морской фауны; происхождение ее до сих пор неясно [1]. Севернее Терека и на Каспийском побережье акчагыл представлен глинами с прослоями песков. К западу и к югу они постепенно фациально замещаются ракушечниками, песками, галечниками, а еще далее к юго-западу — мощной толщей континентальных конгломератов, галечников, песков и суглинков, верхняя часть которой принадлежит уже апшерону. В отличие от конгломератов мэотиса — понта, в этой толще галька принадлежит главным образом терригенным породам юры, а в западной части Терской впадины — также гранитам и метаморфическим породам палеозоя и верхнеплиоценовым эффузивам. Мощность акчагыльских отложений к югу от Терека и на Сулаке достигает 300—400 *м*, а в Самуро-Дивичинском районе 500—800 *м*.

Выше залегают отложения апшеронского яруса.

Фации апшерона близки к акчагыльским, но смещены по сравнению с последними к северо-востоку (особенно в верхнем апшероне).

В **Терской депрессии** развиты преимущественно песчано-глинистые и морские мелководные отложения, с *Apscheronia propinqua* Eichw, раз-

[1] Большой интерес представляет гипотеза «азилей» в новом ее варианте, развиваемом А. А. Ализаде (1961) (расселение акчагыльской фауны из реликтового водоема, сохранявшегося с конца сармата в районе Аральского моря — низовий Аму-Дарьи).

гащающиеся галечным материалом и переходящие в грубообломочную личными *Monodacna. Dreissensia, Micromelania,* и др., к юго-западу обоконтинентальную толщу. Мощность в южной части Терской впадины колеблется от 100—200 до 500 *м* (в Передовых хребтах). К северу от р. Терек мощности песчано-глинистых отложений апшерона составляют от 300 до 900 *м*.

В Дагестане мощности сокращаются до 50—75 *м*, а в Кусаро-Дивичинском прогибе, где к апшерону относится континентальная толща конгломератов, песков и песчаников флювиогляциального (?) или аллювиально-пролювиального происхождения (кусарская свита),— вновь резко возрастают до 500—1000 *м*.

В акчагыльских (главным образом в их верхней части) и апшеронских отложениях Предкавказья присутствует примесь туфогенного материала в виде прослоев пеплов, обилие которых возрастает по мере приближения к Центральному Кавказу — в Кабарде и Северной Осетии. В **Западной части Сунженского хребта** к верхнему плиоцену относится мощная (до 0,5—1 *км*) существенно туфогенная толща пород андезито-дацитового состава, слагаемая конгломератами и туфоконгломератами (иногда с огромными валунами), туфобрекчиями, туфопесчаниками, пемзами, пеплами и другими туфогенно-осадочными породами. Вниз по разрезу грубость обломочного материала и роль вулканогенных компонентов сильно изменяется, но, в общем, убывает и начинают преобладать песчано-глинистые породы с прослоями галечников. Эта свита (рухс-дзуар) имеет в основном аллювиально-пролювиальное, а отдельные ее горизонты, по мнению некоторых исследователей,— флювиогляциальное или даже моренное (?) происхождение; последнее, по-видимому, неправильно. В низах ее есть прослои с морской акчагыльской фауной. К югу она погружается под четвертичные наносы Осетинской равнины и вновь появляется в предгорьях Большого Кавказа между реками Черек и Терек, где она резко несогласно налегает на конгломераты мэотиса-понта и более древние отложения. Общая мощность плиоцена в Восточном Предкавказье сильно варьирует, достигая максимумов в Кусаро-Дивичинском (2—3 *км*) и Осетинском прогибах (свыше 1 *км*) и низовьях Терека и Сулака (до 1,2 *км*) и снижаясь в Дагестане и на севере до 0,4—0,5 *км*.

Большой Кавказ. За исключением некоторых краевых участков, где сохранились морские осадки отдельных неогеновых трансгрессий и ингрессий (в частности, акчагыльской), а также континентальные грубообломочные образования, неоген представлен на Большом Кавказе лишь континентальными вулканогенными толщами и связанными с ними аллювиальными, озерными и ледниковыми образованиями, а также мелкими гипабиссальными интрузивными телами. Магматические образования развиты в пределах трех вулканических областей — Эльбрусской, Казбекской и Центрально-Грузинской.

В Эльбрусской области, приуроченной к центральному участку северного склона Большого Кавказа, имеются многочисленные лакколиты и близкие к ним массивы трахилипаритов или граносиенит-порфиров миоплиоценового возраста, расположенные в районе Кавказских Минеральных Вод, и верхнеплиоценовые наземные эффузивные и осадочные толщи, развитые на Эльбрусе и в бассейнах рек Баксан, Чегем и Нальчик. В истории верхнеплиоценового вулканизма Эльбрусской области намечается пять стадий.

1. Наиболее ранняя из них (не моложе акчагыла) выражена туфами и лавами липарито-дацитового состава, заключенными в виде об-

ломков (и отчасти в цементирующей массе) в грубообломочной неслоистой толще, обнаруженной Е. Е. Милановским и Н. В. Короновским на высоте 3,7 *км* в основании вулканического комплекса Эльбруса на его восточном склоне. Толща налегает на древние граниты и гнейсы с остатками коры выветривания, по-видимому, верхнемиоценового возраста. Помимо материала молодых эффузивов она содержит обломки и полуокатанные валуны и глыбы кристаллических палеозойских пород размером до 3—5 *м*, возможно, ледникового происхождения, позволяющие допускать наличие акчагыльского (?) эльбрусского оледенения, одновременного с древнейшими извержениями продуктов липарито-дацитового состава на Эльбрусе. С последними, вероятно, одновозрастны петрографически сходные с ними породы бассейна р. Баксан. Они слагают останцы лавовых потоков на относительной высоте около 1 *км* ниже г. Тырныауз, некки (корни вулканов, давших эти потоки) у Тырныауза и лакколит в ущелье р. Қыртык.

2. Далее следуют небольшие излияния андезито-базальтовых лав, налегающих и прослаивающих верхнеплиоценовые галечники на юго-востоке Эльбрусской области, в бассейне р. Нальчик (вулканы Сурх и Крандух).

3. Затем происходят очень мощные липаритовые и липарито-дацитовые извержения на юге области, в Тырныаузской зоне (лавы и пирокластолиты Эльбруса, лавы и некки Тырныауза, туфолавы верховьев Чегема мощностью свыше 2 *км*) и в восточной части Лабино-Малкинской зоны (туфолавы и туфы Нижнечегемского района мощностью 300—400 *м*, покрывшие огромную площадь — более 1000 *км*^{2}). Одновременно на юге области внедряются субвулканические тела типа лакколитов, даек, небольших штоков липарито-дацитов и гранодиорит-порфиров (Қыртык, Верхний Чегем и пр.).

4. Несколько позднее, в апшероне, происходят новые извержения липаритовых лав и обсидианов (Баксан), а высокогорная зона Центрального Кавказа подвергается оледенению полупокровного типа. Грубовалунные моренные отложения апшеронского чегемского оледенения обнаружены Е. Е. Милановским в пределах Верхнечегемского нагорья, Северо-юрской депрессии, Скалистого хребта и других на высотах 1—2 *км* над дном современных долин рек Чегема, Череков и Терека.

5. Эти моренные отложения в Верхнечегемском нагорье бронируются покровом андезито-дацитовых лав, изливавшихся вулканами Кум-Тюбе и Кюген-Кая, по-видимому, в самом конце апшеронского века.

В **Казбекской области,** расположенной несколько восточнее (между реками Черек и Терек), в осевой зоне Кавказа в акчагыле и апшероне происходили еще более мощные извержения андезитовых и дацитовых лав (с двумя максимумами — в акчагыле и апшероне), давших описанный выше пирокластический шлейф у северного подножья Большого Кавказа (свита рухс-дзуар) и почти целиком уничтоженных последующей денудацией в самих районах извержений. Здесь установлены лишь подводящие каналы верхнеплиоценовых вулканов (дайки и некки дацитов и андезитов) и единичные останцы лавовых потоков этого возраста — в междуречье Череков (у горы Чегет-Джора), и в левобережье Терека к юго-востоку от горы Казбек, перекрытые моренными отложениями апшеронского оледенения.

На южной периферии центрального участка Большого Кавказа расположена **Центрально-Грузинская вулканическая область,** в которой в конце сармата (?), мэотисе или понте происходили извержения базальтовых и андезито-базальтовых лав несколько повышенной

щелочности и внедрение мелких гипабиссальных дайковых и пластовых тел. Эти явления имели место по восточной (Цхинвали) и северной периферии Дзирульского массива (Чиатура и др.), в Рача-Лечхумском прогибе (Наманеви).

В **Рионской депрессии** понтический ярус лежит трансгрессивно, а в Гурии — с заметным угловым несогласием на разных горизонтах миоцена и палеогена. Подобно мэотису, он представлен по периферии впадины преимущественно конгломератами, песками и глинами, содержащими фауну обоих горизонтов понта, а в ее центральной части, близ г. Поти — глинами с прослоями песчаников. Мощность отложений колеблется по периферии впадины — в Гурии от 100 до 300—400 *м*, в Абхазии от 100—200 *м* до 1000—1300 *м* (восточнее Сухуми и у м. Пицунда), а в ее осевой части достигает 700—1100 *м*. Восточнее, в Мегрелии, преобладают синеватые глины и суглинки с остатками дидакн, дрейссензий и флоры (свыше 300 *м*).

Киммерийские отложения залегают также трансгрессивно. В Абхазии и Гурии они выражены конгломератами, песками, глинами и суглинками, иногда ракушечниками, нередко красными или бурыми, в той или иной мере железистыми с прослойками глинистых железняков мощностью до 250—300 *м*. В центральной части Рионской впадины киммерийский ярус представлен серыми глинами с редкими прослойками песков (до 500 *м*).

Помимо отложений, охарактеризованных типичной киммерийской фауной (*Dreissensia theodori* Andr., *Didacna panticapea* R. Hoern., *D. crassatellata* Desh. и др.), на отдельных участках Абхазии и Гурии встречаются маломощные осадки другой, более опресненной фации (так называемые «слои Дуаба») со своеобразной фауной крупных *Congeria, Dreissensia, Melanopsis, Viviparus, Neritina, Unio* и пр. К востоку в Мегрелии морские понтические отложения несогласно перекрываются континентальной так называемой колхидской серией конгломератов, песков и красноватых суглинков аллювиально-пролювиального и озерного (?) происхождения. В колхидскую серию врезана серия четвертичных террас р. Ингури. Возраст этой серии окончательно не установлен (киммерий, верхний плиоцен или нижний плейстоцен (?)).

В Южной Абхазии и Гурии на отдельных участках на киммерийских слоях согласно залегают маломощные (не более 40—60 *м*) пески, песчаники и глины с полупресноводной фауной куяльницкого яруса. В центре Рионской впадины они сменяются песчанистыми глинами с прослоями песков (50—90 *м*).

В Гурии выше на разных горизонтах плиоцена трансгрессивно залегают гурийские слои, представленные конгломератами, песками и глинами, которые содержат своеобразную полупресноводную фауну, включающую новые виды рода *Didacna (D. digressa* Liv., *D. guriana* Liv., *D. pavlovi* Liv.), *Micromelania, Neritina* и др., мощностью до 200—300 *м*. В центральной части Рионской впадины им соответствуют глины с прослоями песков (60—125 *м*). Отложения плиоцена в Гурии и Абхазии трансгрессивно перекрываются чаудинскими слоями, относящимися к низам четвертичной системы.

Общая мощность плиоцена в Абхазии доходит до 1—1,5 *км*, в Гурии — до 0,8—1,2 *км*, а в центральной части Рионской впадины, по данным бурения в районе Поти, достигает 1,5 *км*, а включая мэотис — даже 2,5 *км*.

Куринская депрессия и Апшеронский полуостров. Понтический ярус в Восточном Азербайджане залегает на миоцене трансгрессивно,

нередко с угловым несогласием, покрывая примерно такую же площадь, что и мэотис. Он представлен на Апшероне и в южном Кобыстане в фации «валениценезиевых глин», т. е. серыми сланцеватыми глинами с бедной фауной *Valenciennesia annulata, Paradacna abichi* R. Hoern и пр., на периферии поднятия Большого Кавказа — в Северном Кобыстане и Шемахинском районе — более мелководными толщами известняков-ракушечников, глин, песков, а в нижнем понте — местами конгломератов и брекчий. Мощность понта на Апшероне обычно не превышает 100—200 *м*, а в Кобыстане достигает 300—500 *м*.

В более западных частях Куринского межгорного прогиба понтический ярус выражен континентальными молассовыми образованиями. Как уже говорилось выше (см. мэотис), ему отвечают в осевой зоне Среднекуринской впадины верхняя часть ширакской свиты, а в Верхнекуринской (Карталинской) впадине — верхи душетской свиты.

Средний плиоцен выражен в восточном Азербайджане так называемой продуктивной толщей, являющейся главным вместилищем нефтяных богатств Апшеронского п-ова и прилегающих районов. Накоплению ее предшествовала сильнейшая регрессия Каспия, превратившегося в изолированный водоем, занимавший южную впадину современного Каспийского моря, уровень которого, по-видимому, лежал вначале на несколько сот метров ниже современного. В продуктивной толще выделяются обычно три или, в случае объединения двух верхних, два «отдела», из которых каждый подразделяется (во всяком случае в Апшеронском районе) на ряд свит, в общем, трансгрессивно перекрывающих друг друга. Свиты нижнего «отдела» присутствуют почти исключительно на Апшеронском п-ове и в Южно-Каспийской впадине, а вышележащие распространяются все шире к западу и к северу, так что верхи верхнего отдела покрывают уже площадь южного Кобыстана, район низовий Куры и Кусаро-Дивичинский прогиб.

Продуктивная толща слагается чередованием песков, песчаников, местами гравелитов, конгломератов, алевролитов и глин, преобладающих в ее верхах. На юго-восточном окончании поднятия Большого Кавказа, где верхние свиты продуктивной толщи залегают ингрессивно, заполняя ложбины погребенного рельефа, в составе ее появляются грубообломочные, плохо отсортированные пролювиальные осадки — фангломераты, брекчии и пр. В разрезе толщи выявляется цикличность нескольких порядков. Наиболее крупными являются семь основных циклов, каждый из которых начинается с грубозернистых пород, ложащихся на подстилающие со следами размыва. На Апшероне в средней части разреза толщи выявлена линза аллювия, вложенная в меридиональную эрозионную ложбину глубиной 80 *м*.

По своему происхождению отложения толщи представляют преимущественно дельтовые и озерные осадки. Состав терригенных компонентов в разных районах развития толщи неодинаков. В юго-западном Прикуринском районе в тяжелой фракции преобладают пироксены, роговые обманки (материал вулканогенных пород Малого Кавказа), на северо-западе в Кобыстано-Шемахинском районе — слюды, эпидот, цоизит (материал Большого Кавказа), а на востоке, в Апшеронском районе, большое значение приобретают кварц, магнетит, ильменит, дистен, ставролит, силлиманит, здесь же появляются гальки карбонатных пород с фауной пермского и каменноугольного возраста. Эти продукты размыва палеозойских отложений и древних метаморфических пород, несомненно, принесены с севера или северо-востока, частично из области, занятой ныне Среднекаспийской впадиной, частично же (кварцевые

пески) — из области Русской платформы (гипотеза Палео — Волги В. П. Батурина).

Органическими остатками продуктивная толща очень бедна. За исключением переотложенных форм (фораминиферы и др.) и остракод, редкие остатки фауны встречаются лишь в верхнем «отделе» толщи. Это пресноводные моллюски *Unio jasamalicus* Gol., *Planorbis cornu* var. *manteli* Dunk., *Limnaea armanensis* Toulet. и др., а также остатки позвоночных и пр. Они не позволяют точно установить возраст, который определяется главным образом по стратиграфическому положению толщи между понтом и акчагылом. Мощность ее достигает на Апшероне 2—3,5 *км*, а в более западных районах 1—2 *км*.

В Средне- и Верхне-Куринской впадинах достоверные среднеплиоценовые отложения не установлены, но некоторые исследователи относят к последним верхи ширакской и душетской свит.

Морские отложения акчагыльского яруса в Восточном Азербайджане согласно или почти согласно залегают на продуктивной толще (на сводах антиклинальных поднятий с размывом, Салаев, 1956), а вне контуров ее распространения явно трансгрессивно и нередко резко несогласно ложатся на разные горизонты неогеновых и более древних отложений. Они покрывают огромную площадь Азербайджана и Восточной Грузии, достигая на западе окрестностей Тбилиси. На Апшеронском п-ове и в низовьях р. Куры акчагыл представлен относительно глубоководными, хорошо отмученными темно-серыми сланцеватыми глинами с прослоями пеплов с очень редкой фауной, мощностью не более 50—100 *м*. К западу и северу, в Кобыстане, в глинах появляются прослои алевролитов и песков, а еще ближе к Большому Кавказу — мелководных песчанистых известняков-ракушечников, чередующихся с галечниками. Мощность возрастает до 100—200 *м*. В Ленкоранском районе песчано-глинистые отложения акчагыла (до 200 *м*) несогласно налегают на сармат. К западу от меридиана Шемахи мощность акчагыла резко возрастает до 1—1,5 *км*. В осевой части **Средне-Куринской впадины,** в Прииорской зоне он выражен глинами с прослоями песчаников, песков, ракушечников, пеплов, изредка конгломератов, с довольно богатой фауной акчагыльских моллюсков. Южнее, в Прикуринской зоне, отложения обогащаются песчаным и конгломератовым материалом и местами переходят в пресноводные фации. Еще большее погрубение материала происходит в северном направлении при приближении к Большому Кавказу. Здесь отложения акчагыла и апшерона сливаются в мощнейшую континентальную пресноводную толщу конгломератов с прослоями суглинков и песков.

Апшеронский ярус залегает на акчагыле согласно или слабо трансгрессивно, но покрывает несколько меньшую площадь. В **Восточном Азербайджане** нижнеапшеронские осадки литологически близки к акчагыльским — это темные глины с прослоями песков с бедной фауной *Dreissensia, Apscheronia raricostata* Sjoegr., *Limnaea* (рис. 31). На периферии Большого Кавказа эти отложения сменяются мелководными известняками, песками, глинами. В среднем и верхнем апшероне описанные отложения (с остатками *Apscheronia propinqua* Eichw., *A. raricostata* Sjoegr., *Dreissensia rostriformis* Desh., *D. polymorpha* Pall., *Monodacna laevigata* Liv., *Hyrcania intermedia* Eichw.) становятся господствующими почти везде, кроме низовий Куры, где сохраняются глинистые фации. Верхний апшерон залегает регрессивно и занимает меньшую площадь, чем средний. Мощность апшеронского яруса в Восточном Азербайджане 0,5—1,5 *км*.

Западнее, в **Средне-Куринской впадине,** в распределении типов апшеронских отложений наблюдается такая же зональность, что и в акчагыле, но общий характер осадков более грубый. Явно морские осадки (с морской фауной) залегают лишь в осевой (прииорской) части впадины, выполненной песчанистыми глинами, песчаниками, ракушечниками и конгломератами (мощностью до 500—1000 *м*). К северу и югу эти отложения переходят в пресноводные и континентальные толщи— более мощные и грубообломочные в северной части впадины (до 1,5 *км*)



Рис. 31. Глины апшеронского яруса в юго-восточном Кобыстане с рельефом типа badland. Фото А. Г. Алиева

и маломощные (до 200 *м*) песчано-глинистые — в южной. Для апшеронских отложений Восточного Кавказа, как и для акчагыла, характерны многочисленные прослои вулканических пеплов. Общая мощность плиоценовых отложений в Куринском бассейне измеряется 3—5 *км*.

Малый Кавказ. Нижнеплиоценовые образования Малого Кавказа, описанные выше, тесно связаны с верхнемиоценовыми. Заведомо среднеплиоценовые отложения на Малом Кавказе неизвестны. Очевидно, веку продуктивной толщи соответствовало поднятие и глубокое (1,5 *км*) эрозионное расчленение поверхности Малого Кавказа (см. стр. 315). К среднему плиоцену, возможно, относится часть отложений, выполняющих Севанскую впадину.

Верхнеплиоценовые вулканогенные и туфогенно-осадочные континентальные толщи погребли резко расчлененный рельеф, заполнив ряд речных долин (Пра-Дебед, Пра-Раздан, Пра-Базарчай и другие), прорезанных примерно на ту же глубину, что и современные. Эти толщи также распространены в областях Ахалкалакского и Армянского нагорий, но не на всей их площади. Верхнеплиоценовые

вулканогенные толщи обычно характеризуются меньшей ролью пирокластического материала при господстве лавовых покровов. Последовательность их в районах массива Арагац и Ахалкалакского нагорья совпадает: основание слагают мощные покровы долеритовых базальтов и андезито-базальтов, по-видимому, распространенные также на Гегамском и Варденисском нагорьях (так называемые «лавы типа А»); выше следуют андезитовые и дацитовые лавы и, наконец, отдельные экструзии липаритов. Мощность этого эффузивного комплекса свыше 500—1000 *м*. На Карабахском нагорье последовательность несколько сложнее, так как ниже кислых лав массива Ишихлы и подстилающих их долеритовых базальтов и андезито-базальтов залегает мощная толща туфов, туфобрекчий и туфоконгломератов, преимущественно среднего состава (горисская свита). Центрами извержений являлся ряд крупных вулканов — Абул и Самсар в Ахалкалакском, Арагац, Араилер, Ишихлы в Армянском нагорье. Верхнеплиоценовые лавы Малого Кавказа, в отличие от чертвертичных, обладают обратным современному направлением вектора остаточного намагничивания и, следовательно, изливались до последней инверсии магнитного поля Земли (Ц. Г. Акопян).

Отдельные горизонты вулканогенных пород этого комплекса прослаиваются и фациально замещаются туфогенно-осадочными континентальными толщами, которые сложены конгломератами, туфогенными песками, пеплами, глинами, диатомитами, известняками-ракушечниками и пр. Таковы сисианская озерно-глинисто-диатомитовая и акеринская аллювиально-пролювиальная толщи на периферии Карабахского нагорья, озерные отложения Цалкинского района, прослаивающие толщу долеритовых базальтов (Ахалкалакское нагорье), часть озерных отложений с *Dreissensia* и диатомовыми водорослями в Севанской депрессии, низы озерных толщ Ленинаканской и Араратской котловин и пр. Мощности этих толщ составляют от 100 до нескольких сот метров.

Возраст этого комплекса, помимо его стратиграфического положения и обилия пеплов в морских отложениях акчагыла и апшерона в Куринской впадине, обосновывается находками в нем остатков верхнеплиоценовых млекопитающих: *Rhinoceras etruscus* Falc., *Hipparion* sp. (Приереванский район), *Elephas planifrons* Falc. et Cautly, *Equus stenonis* Coechi (Цалкинское плато) и др.

Несколько более высокое стратиграфическое положение занимают толщи валунно-галечных отложений мощностью до нескольких десятков метров. Они слагают наиболее древние наклонные террасы, достигающие местами относительной высоты 180—200 *м* на юго-западной, юго-восточной периферии Малого Кавказа и левобережье Аракса (Советашенское, Карабаглярское, Азнабюртское и другие плато в Араксинском прогибе, низовья Акеры и Базарчая), а также во внутренних частях Малого Кавказа (бассейн р. Арпа, Севанская котловина). Грубость материала (размер валунов до 1—2 *м*), его плохая сортировка и прослеженный А. Т. Асланяном, С. П. Бальяном, Г. П. Корневым и др. переход этих галечных террас в водораздельных частях Даралагезского и Зангезурского хребтов в реликты весьма древнего ледникового рельефа с остатками моренных отложений позволили ряду исследователей приписать галечникам флювиогляциальную природу. Поскольку в эти древнейшие, сильно деформированные террасы врезана серия плейстоценовых террас, большинство исследователей относит слагающие их валунно-галечные образования к концу плиоцена — апшерону. Таким образом, как на Большом, так и на Малом Кавказе констатируются следы значительного апшеронского оледенения.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (АНТРОПОГЕН)

Четвертичные отложения широко распространены как в горных областях Б. и М. Кавказа, так и в предгорных и межгорных депрессиях. Наиболее значительные обобщающие работы по антропогену Кавказа принадлежат А. Л. Рейнгарду и Л. А. Варданянцу. Важные исследования по четвертичной геологии Б. Кавказа и Предкавказья кроме этих геологов проводились В. П. Ренгартеном, Г. Ф. Мирчинком, В. И. Громовым, Д. С. Кизевальтером, Н. И. Николаевым, И. К. Ивановой, Н. И. Сафроновым, А. И. Москвитиным, Н. А. Лебедевой и др., в Закавказской депрессии — С. А. Ковалевским, М. Д. Гавриловым, Д. В. Церетели и др., на М. Кавказе — К. Н. Паффенгольцем, Л. И. Маруашвили, Н. В. Думитрашко, Л. А. Авакяном, А. А. Габриеляном и др.

Вулканические образования изучались Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и его сотрудниками (Б. и М. Кавказ), А. П. Герасимовым, С. П. Соловьевым (Б. Кавказ), К. Н. Паффенгольцем, А. И. Заварицким, К. Г. Ширинянном, К. И. Карапетяном (М. Кавказ), Н. И. Схиртладзе, Е. Е. Милановским (Б. и М. Кавказ) и др.

Морские и континентальные четвертичные отложения Каспия, Черного моря и Маныча описаны в работах Н. И. Андрусова, Д. В. и В. Д. Голубятниковых, В. В. Богачева, М. М. Жукова, С. А. Ковалевского, И. М. Губкина, А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова, П. В. Федорова, О. В. Дашевской, Г. И. Попова, Г. И. Горецкого, А. Г. Эберзина, Б. Г. Векилова, М. В. Муратова и др.

В генетическом отношении четвертичные отложения очень разнообразны. В горных областях, являвшихся зонами поднятий, распространены континентальные образования, приуроченные главным образом к днищам и склонам эрозионных и тектонических депрессий и принадлежащие к следующим основным генетическим группам:

1. Ледниковые отложения — морены (грубообломочные несортированные неслоистые накопления).

2. Флювиогляциальные, аллювиальные и пролювиальные образования — валунно-галечные отложения, пески, суглинки.

3. Озерные отложения (глины, суглинки, диатомиты и пр.).

4. Склоновые отложения (делювиальные, обвально-осыпные, оползневые, солифлюкционные накопления).

5. Вулканические образования различного состава (лавовые потоки и покровы и вулканические конусы, игнимбриты, туфы, пепло-пемзовые накопления).

В предгорных и межгорных депрессиях широко развиты следующие типы отложений:

1. Пролювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения предгорных наклонных равнин, состоящие из слившихся друг с другом обширных конусов выноса (галечники, суглинки, пески).

2. Аллювиальные отложения речных террас в зонах депрессий (того же состава).

3. Лёссовидные суглинки полигенного происхождения, обычно венчающие разрез террас.

4. Морские отложения, представленные чаще всего в мелководных фациях (конгломераты, галечники, пески, ракушечники, суглинки, глины).

Для расчленения морских отложений Каспийского и Черноморского бассейнов разработаны местные стратиграфические схемы. Ввиду того что в течение большей части четвертичного периода связь этих

бассейнов либо была ограниченной (только по узкому Манычскому проливу), либо отсутствовала вовсе, корреляция развитых в них четвертичных отложений представляет исключительные трудности. Предложенные до сих пор многочисленные варианты их сопоставления между собой, а также со стратиграфической схемой антропогена Русской равнины резко отличны один от другого и во многих случаях весьма условны. Сопоставление континентальных четвертичных отложений с морскими осадками депрессий (особенно черноморскими) также является пока неразрешенной проблемой.

В основу местного расчленения четвертичных отложений Б. Кавказа положена стратиграфия отложений речных террас в предгорьях и увязка их с моренными комплексами, развитыми в горной области. Возраст, количество и распространение (значимость) отдельных оледенений на Большом Кавказе трактуются разными авторами различно. Наличие в Центральной части Кавказа, в Эльбрусской и Казбекской областях, разновозрастных — четвертичных и верхнеплиоценовых — лавовых покровов, предохранивших от уничтожения древние морены различных генераций, во многом облегчает разрешение этих вопросов.

При разработке стратиграфии антропогена Малого Кавказа, где, в отличие от Большого Кавказа, оледенение сказалось слабо, но мощно проявилась вулканическая деятельность, важно установить последовательность вулканических толщ и их корреляцию с осадками и этапами развития долин и озерных котловин.

Непосредственная увязка континентальных отложений Кавказа и морских отложений Понта и Каспия, а также последних между собой возможна лишь для отдельных участков или некоторых горизонтов разреза. При корреляции морских и континентальных отложений Кавказской области мы учитываем ряд общих палеогеографических соображений. Предполагая, что оледения Кавказа и Русской равнины определяются в первую очередь общими планетарными климатическими изменениями и должны быть приблизительно синхронными, мы должны искать отражение этих изменений в колебаниях уровня Каспия и Черного моря. Однако колебания режима этих водоемов, по-видимому, асинхронны. В Черном море, обладавшем, по крайней мере с середины плейстоцена, ограниченной связью с мировым океаном, межледниковым эпохам отвечают трансгрессии и проникновение соленых морских вод (например, узунларские, карангатские или тирренские, черноморские слои), а ледниковым — опреснения и регрессии (древне- и новоэвксинские слои). В замкнутом Каспийском водоеме, расположенном в зоне сухого, континентального климата, трансгрессии должны отвечать вторым половинам ледниковых эпох, когда таяние льдов и снегов превышает их аккумуляцию, а регрессии — теплым межледниковым эпохам с интенсивным испарением и началу оледенений. Очевидно, что черноморские и каспийские трансгрессии должны быть неодновременными. Важным моментом для увязки каспийских осадков и континентальных отложений Кавказа является установленная Д. А. Лилиенбергом синхронность максимальной стадии первой фазы последнего оледенения Дагестана с самым концом хазарской эпохи Каспия (точнее с ательской эпохой). Это дает возможность параллелизовать две главные фазы последнего оледенения Кавказа с калининским и осташковским оледенениями Русской равнины, а два более древних оледенения — со средне- и нижне-плейстоценовым оледенениями равнины, т. е. предположительно с московским и днепровским, по А. И. Москвитину, или днепровским и окским (лихвинским), по схемам других исследователей.

В дальнейшем изложении мы будем придерживаться рабочей схемы стратиграфической корреляции, в которой за основу расчленения и сопоставления морских отложений приняты данные П. В. Федорова, а сопоставление с оледенениями Русской равнины показано в основном по А. И. Москвитину, но с изменениями в отношении низов плейстоцена и верхов плиоцена (табл. 11). Учитывая дискуссионность ряда сопоставлений, принятых в этой схеме, ее следует рассматривать лишь как более или менее вероятный вариант возможных соотношений.

В высокогорной зоне **Б. Кавказа** четвертичные отложения представлены главным образом несколькими комплексами ледниковых (моренных) и флювиогляциальных отложений, которые к периферии горной области замещаются **речными осадками,** слагающими серию аккумулятивных и цокольных террас. Число и относительные высоты их различаются в разных долинах, а в направлении течения реки меняются в пределах одной долины. Тем не менее для северного склона может быть выделено 5 основных групп или комплексов террас, объединяющих в каждой долине террасы, близкие по относительной высоте, строению и возрасту. Для зоны предгорий центральной части северного склона (реки Кубань, Подкумок, Малка, Баксан, Черек и др.) можно указать примерно следующие относительные высоты террас разных групп (табл. 12). На этой же таблице показаны приблизительные относительные отметки днищ ледниковых долин в верховьях рек.

Возраст террас палеонтологически обосновывается в долине р. Подкумка у г. Пятигорска. Здесь в травертинах горы Машук, соответствующих V уровню (армянской террасе), и в аллювии той же террасы у г. Георгиевска найдены остатки *Elephas meridionalis* N. Поверхность и уступ террасы IV уровня (лысогорской или горячеводской) облекаются травертинами с *Elephas* cf. *antiquus* Falc., а в галечниках низких террас (I и II ур.?) обнаружены остатки *Elephas primigenius* Blum. В верховьях и среднем течении рек террасы V—III комплексов и в среднем течении террасы II—I комплексов имеют цокольное строение. Их аллювий мощностью от нескольких десятков метров на высоких террасах до нескольких метров на низких представлен валунно-галечными отложениями. Вниз по течению рек их сменяют песчано-галечные отложения и перекрывает, за исключением I комплекса террас, довольно значительный покров суглинков, нередко лёссовидных и заключающих горизонты погребенных почв. Ближе к горам суглинки исчезают.

Ледниковые отложения широко распространены почти на всем протяжении Большого Кавказа, кроме пониженных северо-западного и юго-восточного его отрезков. Это хорошо сохранившиеся морены последнего оледенения и остатки морен нескольких более древних горнодолинных оледенений. В последнее время среди исследователей имеется тенденция уменьшать масштабы древних оледенений и отрицать ледниковую природу некоторых грубообломочных толщ, развитых в долинах горных рек ниже 0,5—0,8 *км* и особенно на предгорных равнинах (Осетинской и др.). Некоторые авторы (Л. В. Маруашвили) отрицают значительную роль четвертичного оледенения и его многофазность, которая, однако, признается большинством исследователей.

Возраст наиболее древних оледенений полупокровного характера, следы которых установлены на Большом Кавказе,— верхний плиоцен — акчагыл (?) и апшерон (см. выше раздел «плиоцен»). Плейстоценовые оледенения имели место в условиях более расчлененного рельефа и принадлежат к горнодолинному типу.

Морены нижнеплейстоценового эльтюбинского

Таблица 11

Рабочая схема корреляции четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа, Черноморского, Каспийского бассейнов и Русской равнины

Возраст	Азово-Черноморский бассейн (по П. В. Федорову)	Большой Кавказ		Малый Кавказ		Каспийский бассейн (по П. В. Федорову)		Предполагаемое сопоставление с Русской равниной (по А. И. Москвитину, с изменениями для Q_1 и N_2^3)		Предполагаемое сопоставление с Альпами
		Оледенения	Вулканизм в Эльбр. и Казб. областях	Оледенения	Вулканизм					
Голоцен Q_4	Современные слои	Стадия 17—19 в.	—	—	—	Современные слои		Послеледниковое время		Стадия Фернау (17—19 в.)
	Нимфейская терр. (1,5 тыс. лет) т. н. = терр.	Отступание								—
	Фанагорийская регрессия (2,5—2 тыс. л. т. н.)	Историческая стадия 2,5—2 тыс. л. т. н.	Последние вспышки вулканизма Q_4		Последние вспышки вулканизма Q_4	Новокаспийская терраса с *Cardium edule* L., *Didacna crassa* Eichw., *D. trigonoides* Pall. (отн. выс. 6 *м*) 2,5—2 тыс. лет т. н.			ухудшение климата — горное оледенение в Скандинавии (2,5—2тыс. л. т. н.)	Стадия Эгессен
	Новочерноморская терр. 4—5 *м* (3—4 тыс. л. т. н.) *Cardium edule* L., *Venus gallina* L., *Nassa reticulata* L. и др. Древнечерноморские слои: *C. edule* L., *Mactra subtruncata* Dacosta, *Mytilus galloprovincialis* Lam.	Последние стадии отступания		Последние стадии отступания		мангышлакские континентальные слои (регрессия)			послеледниковый климатический оптимум (9—3 тыс. л.т.н.)	несколько стадий последнего оледенения
плейстоцен Q_3^2	Новоэвксинские слои (на дне) *Monodacna pontica* Eichw., *Didacna moribunda* Andr., *Dreissensia distincta* Andr., *Dr. polymorpha* Pall. Регрессия	Стадии отступания 2 фаза безингийского оледенения	Вспышка вулк. Q_3^2	Стадии отступания	Q_3	«ярус»	Верхнехвалынский горизонт (трансгр., терр.) с *Didacna trigonoides* Pall., *D. baeri* Grim., *D.praetrigonoides* Nal.		Стадии отступания финская поморская валдайская осташковское оледенение (20—25 тыс. л. т. н.)	Стадии отступания 2 фаза вюрмского оледенения (бюль)

Верхний Q_3^1	Сурожские слои =(?) = нижней карангатской террасы	Актопракская фаза отступания ледников	Вспышки вулк. Q_3^1	Оледенение Q_3 (фазы не выделены)	Вспышки вулканизма	Хвалынский	Енотаевские конт. слои (регрессия)	молого-шекснинское межледниковье (40—25 тыс. л. т.н.)	Фаза отступания ледников
	Начало трансгрессии Максимальная регрессия (до 50 *м*)	Стадии отступания 1 фаза безинг. олед.					Нижнехвалынский гор. (трансгр., терр.) с *D. protracta* Eichw., *D. cristata* Bog., *D. parallela* Bog. и др.	Стадии отступания калининское оледенение	главная фаза вюрмского оледенения
	Карангатские слои (верхняя карангатская терр.) *Cardium tuberculatum* L., *C. edule* L., *Tapes calverti* New.	межледниковая эпоха		Межледниковая эпоха			ательские конт. слои регрессия	микулинское межледниковье	Рисс-вюрмское межледниковье
Средний плейстоцен Q_2	Регрессия («среднеэвксинский бассейн»)	2 фаза оледенения Q_2 (терского)	Вспышки вулканизма Q_2	Оледенение Q_2 (фазы не выделены)	Вспышки вулканизма Q_2	Хазарский «ярус»	Верхнехазарский горизонт (трансгрессия, терр.), с *D. surachanica* Andr., *D. nalivkini* Wass.	московское оледенение	оледенение рисс II
	Узунларские слои (терр.) с *Didacna nalivkini* Wass., *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phil	Краткое межледниковье (?)					Регрессия	одинцовское межледниковье	—
	Древнеэвксинские слои (терр.) с *Didacna nalivkini* Wass., *D. subpyramidata* Prav., *Dreissensia polymorpha* Pall.	Стадии отступания					Нижнехазарский (гюргянский) гориз. (трансгр., терр.) с *D. subpyramidata* Prav., *D. pallasi* Prav., *D. nalivkini* Wass., *D. paleotrigonoides* Fed.		
	Регрессия?	1 фаза оледенения Q_2 (терского)					(регрессия)	днепровское оледенение	оледенение рисс I

Продолжение табл. 11

Возраст	Азово-Черноморский бассейн (по П. В. Федорову)		Большой Кавказ: Оледенения	Большой Кавказ: Вулканизм в Эльбр. и Казб. областях	Малый Кавказ: Оледенения	Малый Кавказ: Вулканизм	Каспийский бассейн (по П. В. Федорову)	Предполагаемое сопоставление с Русской равниной (по А. И. Москвитину, с изменениями для Q_1 и N_2^3)	Предполагаемое сопоставление с Альпами
Нижний плейстоцен Q_1	Чаудинско-бакинские отложения	Верхнечаудинские слои (терр.) с *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. eulachia* Bog., *D. rudis* Nal., *D. tschaudae* Andr., *D. pallasi* Prav., *Dreissensia ponto-caspia* Andr., *Dr. polymorpha* Pall.	Межледниковая эпоха	Слабая вспышка вулканизма	Межледниковая эпоха	Вспышка вулканизма (?)	Урунджикск. гориз. с *D. eulachia* Bog., *D.* ex gr. *nalivkini* Wass.	лихвинское межледниковье	миндель-рисское межледниковье
							Бакинский «ярус»: верхнебакинский гориз. (трансгр., терр.) *D. rudis* Nal., *D. carditoides* Andr.		
		Нижнечаудинские слои с *Didacna parvula* Nal., *D. baeri-crassa* Pavl., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Paludina*	Оледенение Q_1 эльтюбинское (м. б. несколько фаз)		Оледенение Q_1 (?)		нижнебакинский гориз. (трансгр.) с *D. catillus* Eichw., *D. parvula* Nal. (низк. ур. Каспия)	березинское оледенение	миндельское оледенение
	Красно-бурые (скифские) глины и суглинки		Глины и суглинки	вспышки вулканизма	—		Тюркянская конт. св. (регрессия)	борисовское (кромерское) межледниковье	—
Верхний плиоцен N_2^3	Гурийский горизонт	Танаисские слои	Полупокровн. чегемское оледенение	Ряд вспышек вулканизма N_2^3	Полупокровное оледенение	Ряд мощных вспышек вулканизма N_2^3	Апшеронский ярус	окское оледенение	гюнцское оледенение
			—						—
	?	Таманские слои	Древнейшее горное олед.? (эльбрусское)				Акчагыльский ярус		дунайское оледенение
	Куяльницкий «ярус»	—							

Таблица 12

Относительные высоты террас рек центральной части северного склона Большого Кавказа

№ комплексов террас	V	IV	III	II	I	Пойма
Количество террас	1—2	1—3	1—3	1—2	3—6	1—2
Возраст аллювия	N_2^3 (апшерон)	Q_1	Q_2	Q_3^1	Q_3^2—Q_4	Q_4
Относительная высота в зоне предгорий	180—400 *м*	100—250 *м*	40—100 *м*	25—50 *м*	от 2—3 до 20—25 *м*	0,5—2 *м*
Относительная высота (глубина) коренного ложа ледниковых долин в верховьях	1000 *м* (до 2000 *м*)	500—700 *м*	250—350 *м*	от +50 +70 *м* до —200—250 *м*	от 0 до —200—250 *м*	—

оледенения плохо сохранились и встречаются чрезвычайно редко (они отмечены в верховьях Чегема и Баксана). Чаще наблюдаются остатки соответствующих ему днищ и склонов троговых долин на относительных отметках 450—700 *м*.

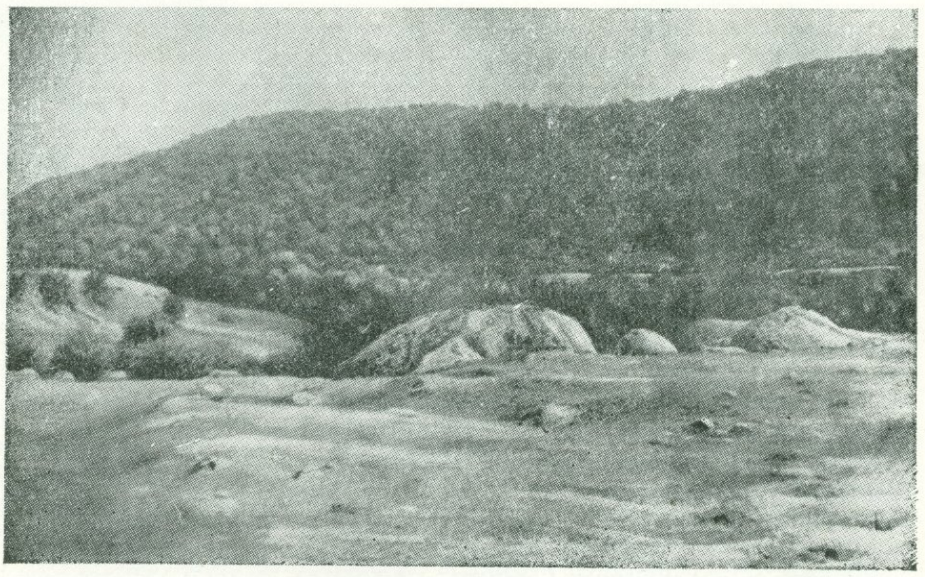


Рис. 32. Остатки морены максимальной стадии верхнеплейстоценового оледенения близ сел. Советское на р. Черек. Фото В. Курочкина

Более четкие следы среднеплейстоценового терского оледенения выражены остатками древних троговых долин с относительной высотой днищ около 200—350 *м* и приуроченных к ним морен, установленных в долинах Баксана, Чегема, Череков, Терека, а также на южном склоне. Длина ледниковых участков этих долин на северном склоне Кавказа достигает 50—60 *км;* однако, по-видимому, нигде

ледники не выходили из гор. Поскольку в некоторых долинах имеются две среднеплейстоценовые террасы, несущие флювиогляциальные отложения, возможно, что среднеплейстоценовое оледенение разделялось на две фазы.

Верхнеплейстоценовые ледниковые образования на Северном Кавказе в ряде долин удается разделить на две группы, принадлежащие к двум фазам одного, безингийского оледенения, либо, возможно, двум самостоятельным ранне- и позднебезингийскому оледенениям, которые соответственно увязываются со II и I группами речных террас. Продолжительность времени между максимумами обеих главных фаз верхнеплейстоценовых оледенений (Q_3^1 и Q_3^2), на основании подсчета слоев в озерных ленточных осадках в долине р. Чегем, отвечающих этому интервалу,— не менее 15—20 тысяч лет.

Раннее верхнеплейстоценовое оледенение (Q_3^1) по размерам почти не уступало предыдущему (Q_2), а в отдельных долинах (р. Черек) даже превосходило его (рис. 32). Глубина вреза ледниковых долин этой эпохи близка к современной. Днища этих долин либо поднимаются над дном современных долин до нескольких десятков метров, либо в верховьях рек погружаются ниже его. Троги позднего верхнеплейстоценового оледенения (Q_3^2) отличаются меньшей длиной. Коренное ложе их обычно располагается ниже современного дна долин. Особенно значительное верхнеплейстоценовое переуглубление установлено по данным бурения и геофизических исследований для верхних отрезков рек Б. Зеленчука (свыше 200 *м*), Кубани (до 200—250 *м*), Баксана (до 100 *м* и более) и Терека (до 400—450 *м*). Огромное переуглубление в последней долине отчасти связано с локальными новейшими тектоническими движениями. Переуглубленные участки трогов выполнены главным образом моренными, а также чередующимися с ними флювиогляциальными и ленточными озерными верхнеплейстоценовыми отложениями. На отдельных участках троговых долин переуглубления сменяются ригелями. Стадии отступания последнего оледенения (Q_3^2) фиксируются рядом конечноморенных гряд, число которых в отдельных долинах (Чегем, Черек Безингиевский) достигает 7—8. В наиболее крупных долинах (Терек, Баксан и др.) моренные образования последнего оледенения выражены хуже, что некоторые исследователи ошибочно связывают с его ограниченным распространением. В действительности, как показало бурение, морены ранних стадий последнего оледенения здесь глубоко погребены на дне трогов, под позднe- и послеледниковыми накоплениями. Наиболее юные морены, относящиеся к середине XIX века, местами отстоящие от современного края ледников на 1—2,5 *км*, указывают не на остановку, а на некоторое общее расширение Кавказского оледенения в эту эпоху, сменившееся значительной деградацией ледников за последнее столетие.

Вследствие повышения к востоку от Военно-Грузинской дороги высоты снеговой линии, а также неблагоприятной для ледников экспозиции на южном склоне Кавказа мощность современного и древнего оледенения в этих районах значительно меньше, а ледниковые долины много короче. С большей континентальностью климата связано широкое развитие на южном склоне восточного и Центрального Кавказа селевых выносов.

На ряде участков Центрального Кавказа, тяготеющих главным образом к Эльбрусскому и Казбекскому районам, распространены **чет-**

вертичные вулканические образования. Подавляющая часть их представлена андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами, которым подчинены очень редкие потоки андезито-базальтов и андезитов. Самые древние из этих лав — нижнеплейстоценовые имеются в Казбекской области (Мнадонский поток). Широко распространены среднеплейстоценовые лавы, поставлявшие много гальки в аллювий террас III группы север-

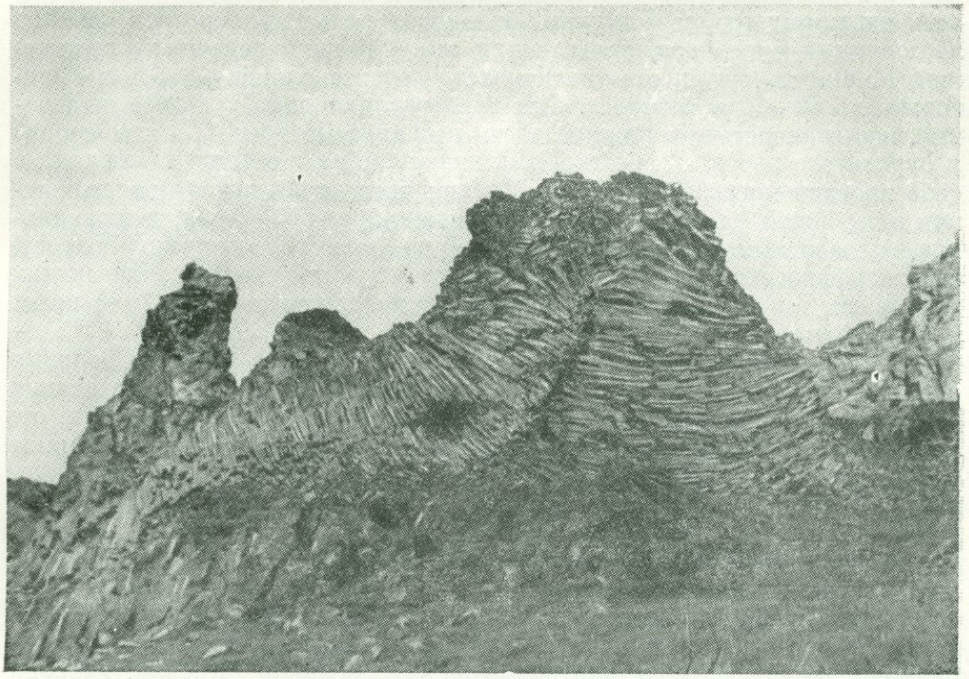


Рис. 33. Среднечетвертичные андезито-дацитовые лавы Эльбруса. Фото Н. В. Короновского

ного склона. Эти лавы мощностью свыше 0,5 *км* слагают южную часть вулканического массива Эльбруса (рис. 33), ряд мелких лавовых потоков по его периферии и самостоятельные вулканы в Казбекском районе.

Северные склоны и западная вершина Эльбруса (дочерний конус) также сложены верхнеплейстоценовыми лавами, туфолавами и пирокластолитами (пемзами и туфобрекчиями), отвечающими началу верхнего плейстоцена. С ними одновозрастны небольшие покровы туфов и туфолав дацитового и липарито-дацитового состава в Нижнечегемском районе (реки Чегем, Баксан, Гунделен), весьма напоминающие развитые здесь же верхнеплиоценовые игнимбриты, но, в отличие от последних, налегающие на террасы II группы. К разным моментам верхнего плейстоцена (Q_3^1 и Q_3^2) относится значительная часть лавовых потоков и конусов Казбекского и Кельского вулканических районов, а также меридиональная цепочка эксплозивных вулканических аппаратов, вытянутая вдоль долины р. Терек от Дарьяльского ущелья до с. Коби.

Наиболее юные лавовые потоки, слагающие восточную вершину (конус), восточные склоны и подножье Эльбруса, а также ряд потоков в Казбекском районе, относятся к голоцену. Они перекрыты море-

нами XIX века. В районе восточной вершины Эльбруса установлены слабые проявления современной фумарольной деятельности.

В **равнинной части Предкавказья** четвертичные отложения широко распространены в Кубанской и Терской депрессиях, где их мощность достигает 200—300 *м*. Континентальные отложения этих районов слагают главным образом речные террасы, постепенно снижающиеся к северу и почти сливающиеся и даже уходящие друг под друга. В строении всех их, кроме террас I группы, большую роль приобретает покров лёссовидных суглинков, залегающий выше песчано-галечных отложений. Мощность суглинков увеличивается от нескольких метров в предгорьях до 50—80 *м* севернее. Они представляют собой легкие пылеватые, известковистые, в нижней части песчанистые породы желто-серого и буроватого цвета, с известковыми конкрециями и обычно заключают в себе прослои погребенных почв. Мнения исследователей о происхождении этих пород расходятся (аллювиально-пролювиальная, делювиальная, эоловая гипотезы). Соответственно по-разному трактуются возраст, стратиграфические соотношения лёссовидных суглинков, залегающих на разных террасовых уровнях, и их принадлежность к тем или иным ледниковым или межледниковым эпохам.

В междуречье Маныча, Кумы и Терека широко развиты эоловые накопления (барханные пески), представляющие продукты развевания верхнехвалынских песков в начале голоцена. Морские четвертичные отложения Черноморского бассейна в Западном Предкавказье занимают небольшую площадь в Приазовье и низовьях Кубани, где они погружены ниже уровня моря, и на Таманском п-ове. Описание черноморских осадков будет дано несколько ниже.

В **Восточном Предкавказье** широко развиты песчано-глинистые отложения нескольких четвертичных трансгрессий Каспия, различающиеся по заключенным в них остаткам пелеципод из рода *Didacna* (руководящие формы кардид приведены в стратиграфической таблице). Западная граница распространения морских осадков Каспия, где они смыкаются с аллювиально-дельтовыми осадками Кумы и Терека, идет от Махачкалы на северо-запад к восточному концу Манычской ложбины, куда проникают осадки некоторых трансгрессий, и далее к северу вдоль восточного края Ергеней.

Подошва антропогена в низовьях Кумы и Терека лежит на отметках от — 120—200 *м* (Кума) до — 550 *м* (Кизляр).

В основании четвертичных отложений прослеживается маломощный горизонт суглинков с остатками пресноводной фауны и флоры (тюркянская свита), относимый нами к самым верхам плиоцена. Выше залегают серые и буровато-серые песчанистые глины бакинского яруса мощностью от 50 *м* на севере до 200 *м* на юге. Они перекрываются серыми глинами и песками, реже супесями и суглинками хазарского яруса мощностью от 80—100 *м* на севере до 220 *м* на юге. Выше лежат литологически сходные отложения хвалынского яруса (от нескольких метров на западе до 100 *м* на востоке). Голоценовые (новокаспийские) песчано-глинистые осадки мощностью в нескольких метров слагают низменную полосу Каспийского побережья.

Вдоль **Каспийского побережья** от Махачкалы до Апшеронского п-ова осадки четвертичных трансгрессий залегают в виде маломощных (по нескольку метров) горизонтов на поверхности ряда цокольных (абразионно-аккумулятивных) террас, несколько наклоненных к Каспию, но сохраняющих, по П. В. Федорову, на всем протяжении побережья

примерно одинаковые высоты. Это пески, галечники, конгломераты, а также известняки-ракушечники (главным образом хазарский ярус), принадлежащие прибрежным мелководным фациям. Абсолютная высота верхнебакинской террасы до 200—220 *м*, нижнехазарских 170, 125 и 85 *м*, верхнехазарской 45—50 *м*, нижнехвалынских до 45—47 *м* (совпадает с предыдущей) и 20 *м*, верхнехвалынских — минус 2 (отн. выс. 26 *м*),— 11—17 *м*, новокаспийской (аккумулятивной) — минус 22 *м* (отн. выс. 6 *м*); образованию последней, имевшему место, повидимому, около 2—2,5 тыс. лет назад, предшествовала регрессия Каспия (Мангышлакская) до отметок около — 40 *м* (?). С этими морскими террасами параллелизуются речные четвертичные террасы р. Самура, врезанные в верхнеплиоценовую поверхность Кусарской наклонной равнины.

На **Апшеронском полуострове** на апшеронских отложениях залегает пресноводная толща серых и бурых глин с остатками гастропод и дрейссензий (до 90 *м*), относимая к самым верхам плиоцена (тюркянский горизонт, по П. В. Федорову). На ней лежат морские осадки бакинского яруса — песчанистые глины и пески, в верхней части чередующиеся с известняками-ракушечниками (свыше 50 *м*) [1]. Нижнехазарский (гюргянский) горизонт на востоке сложен детритусовыми известняками с галькой или более глубоководными песчанистыми карбонатными глинами и песками, а западнее выражен маломощными прибрежными осадками, залегающими на нескольких абразионных террасах (абс. выс. 180—220 *м*, 150—160 *м*, 120—125 *м*, 80 *м*). Верхнехазарский горизонт представлен прибрежными известняками-ракушечниками, которые к западу трансгрессивно переходят на бакинские и апшеронские отложения (на абс. выс. 50 *м*).

Стратиграфически выше залегают маломощные закированные континентальные пески, заключающие у сел. Бинагады богатейшее местонахождение костей млекопитающих (носороги, быки, олени, ослы, лошади, львы, тигры, гиены, волки, лисы, барсуки, песчанки, тушканчики, дикобразы), птиц (грифы, орлы, цапли) и растительных остатков.

Хвалынские отложения представлены маломощными ракушечниками, галечниками и песками, прикрывающими поверхности ряда абразионных террас (абс. выс. 40—50 *м*, 20—25 *м*, 14 *м*, 0 *м*, —10 *м*,— 16 *м*). Новокаспийские прибрежные образования — террасы и береговые валы — располагаются ниже — 22 *м* (отн. выс. 6 *м* и ниже). В пределах большей части Каспийского моря залегает мощная толща морских каспийских четвертичных осадков. Но в зоне подводной возвышенности, разделяющей впадины Южного и Среднего Каспия (Апшеронский порог) они выражены только бакинским ярусом, на размытую поверхность которого, по данным М. В. Кленовой, непосредственно ложится тонкая пленка современных осадков.

Нижнекуринскую впадину выполняют мощные (до 1000 *м*) отложения всех основных трансгрессий Каспия, распространяющиеся на запад до района Мингечаура и низовий Аракса. В основании разреза в глубоких частях впадины залегает пресноводная песчано-глинистая толща (до 90 *м*), перекрытая серыми глинами с пропластками песков бакинского яруса (до 200—300 *м*). Выше лежат песчано-глинистые отложения хазарского (до 300 *м*) и хвалынского ярусов (свыше 100 *м*),

[1] Урунджикский горизонт на Апшероне включается в верхнюю часть бакинского яруса.

а на востоке — и новокаспийские осадки. Для четвертичных толщ характерно присутствие прослоев вулканических пеплов.

На северной окраине Нижнекуринской впадины (Аджиноур, Ю. Кобыстан) прибрежные четвертичные осадки, залегающие на абразионных террасах, подняты до отметок 200—250 *м*.

К югу, западу и северу морские осадки замещаются континентальными отложениями озерного, дельтового и главным образом аллювиально-пролювиального происхождения — конгломератами, галечниками, суглинками и песками. Широкий шлейф этих образований, слагающих наклонные террасированные равнины, окаймляет с северо-востока поднятие Малого Кавказа. Мощные толщи их (до 500—1000 *м*) выполняют Алазано-Агричайскую депрессию и участвуют в сложении восточной части Аджиноурского инверсионного поднятия, где эти отложения существенно дислоцированы (Карамарьянский увал). Особенно большую роль играет здесь так называемая уштальская (или ивановская) свита — грубая валунно-галечная толща, вероятно, флювиогляциального происхождения, представляющая собой континентальный аналог гюргянского горизонта и отчасти бакинского яруса.

В **долине Куры выше Мингечаура** развит ряд цокольных четвертичных террас, которые с перерывами прослеживаются в Средне- и Верхнекуринской депрессиях. Аккумулятивный покров их сложен галечниками и суглинками. Террасы отн. высотой 230—150 *м* имеют, вероятно, нижнеплейстоценовый (бакинский) и частью верхнеапшеронский возраст, террасы высотой 70—120 *м* — среднеплейстоценовый, террасы от 25—50 *м* и ниже — верхнеплейстоценовый. У Мингечаура (хр. Караджа) верхнеплейстоценовая терраса Куры (отн. выс. 30—35 *м*) увязывается с морской нижнехвалынской террасой (абс. выс. 65 *м*).

На **Черноморском побережье Большого Кавказа** между Таманским п-овом и р. Ингури, а также на побережье Малого Кавказа в Гурии и Аджарии прослеживается с перерывами несколько абразионных и абразионно-аккумулятивных террас четвертичного возраста, описанных многими исследователями и в последнее время детально изученных П. В. Федоровым (1959).

Наиболее древней террасой Черноморского побережья, сохранившейся в виде отдельных обрывков, является чаудинская, несущая покров отложений общей мощностью в несколько метров. В нижней глинисто-песчанистой части ее разреза присутствуют остатки *Didacna parvula* Nal., *D. baeri-crassa* Pavl., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Paludina,* позволяющие сопоставить ее с нижнебакинскими слоями Каспия. В верхней известняково-ракушечниковой части, отделенной от нижней песками и суглинками, найдены остатки *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. eulachia* Fed. (Bog.), *D. rudis* Nal. (в большинстве окатанные раковины), *D. tschaudae* Andrus., *D. pallasi* Prav., *Dreissensia pontocaspia* Andrus., *Dr. polymorpha* Pall. и др. Наличие двух первых форм дает основание параллелизовать эти отложения с урунджикским горизонтом Каспия (переходным от бакинских отложений к хазарским). В целом отложения чаудинской террасы, вероятно, соответствуют бакинским (в широком смысле), что дало основание Г. И. Попову назвать их осадками чаудинско-бакинского солоновато-водного бассейна. Высота чаудинской террасы на Таманском п-ове и на мысе Идукопас (юго-восточнее Геленджика) — 40—45 *м*, а между Туапсе и Сухуми — 95—110 *м*. Погружаясь в Рионской впадине до — 300—400 *м*, чаудинские отложения вновь поднимаются в Гурии до уровня 100-метровой террасы.

Значительно лучше сохранилась следующая, древнеэвксинская терраса. Ее отложения, выраженные конгломератами, детритусовыми известняками, песчаниками и глинистыми песками (до 3 *м*), заключают фауну *Didacna nalivkini* Wass., *D. pseudocrassa* Pavl., *Dreissensia polymorpha* Pall., пресноводных *Paludina, Corbicula fluminalis* Müll. и др. Многие из древнеэвксинских форм близки или тождественны нижнехазарским моллюскам Каспия. На Таманском п-ове эти отложения перекрыты позднейшими узунларскими и карангатскими осадками, а на Кавказском побережье слагают хорошо выраженную цокольную террасу высотой около 40 *м* в р-не Геленджика (устье р. Пшады) и 55—60 *м* (до 70 *м*) восточнее, между Туапсе и Сухуми.

Более низкая цокольная терраса — узунларская — несет аккумулятивный покров песков, галечников и детритусовых известняков мощностью около 8 *м*. Нижняя его часть содержит фауну древнеэвксинского типа, верхняя заключает остатки *Cardium edule* L. (преобладают), *Nassa reticulata* L. и др., а также перемытых дидакн и дрейссензий из подстилающих слоев. Узунларские осадки с *Cardium edule* фиксируют начало проникновения средиземноморских соленых вод в опресненный Черноморский водоем.

На Тамани узунларские отложения залегают на высоте +1, +5 *м* и перекрыты морскими карангатскими и континентальными осадками. На Кавказском побережье от устья Пшады до устья р. Кодор, а также в Гурии они слагают верхнюю часть 40-метровой террасы (юго-восточнее Туапсе высота ее поднимается до 42—45 *м*). В районе Сухуми в аллювии, перекрывающем 40-метровую террасу, обнаружены орудия мустьерской эпохи (средний палеолит).

Ряд исследователей предполагает, что между отложением узунларских и карангатских слоев имела место фаза регрессии и опреснения (гипотетический среднеэвксинский бассейн, по М. В. Муратову), отвечающий ледниковой эпохе.

Более молодые — карангатские (тирренские) — отложения галечников, детритусовых песков и песчаников, ракушечников мощностью до 6—8 *м* заключают богатую нормально морскую средиземноморскую фауну (*Cardium tuberculatum* L., *C. edule* L., *Tapes calverti* Newt., *Venus gallina* L., *Aporrais pes pelicani* L., *Mytilis galloprovincialis* Lam., *Nassa reticulata* L. и др.).

На Тамани эти отложения на абсолютной высоте нескольких метров налегают на узунларские и перекрываются толщей покровных лёссовидных суглинков. На Кавказском побережье от Геленджика до устья Кодора, а также в Гурии и Аджарии карангатские отложения образуют два горизонта мощностью 3 и 6—8 *м*, венчающие соответственно две абразионные террасы — нижне- и верхнекарангатскую, по П. В. Федорову, высотой 20—25 и 12—14 *м*. В приустьевых участках рек обе эти террасы аккумулятивные. Несомненно, что карангатские отложения соответствуют межледниковым условиям, но неясно, отвечают ли две карангатские террасы двум самостоятельным трансгрессиям Средиземного моря и двум фазам оледенения, или возникли при единой трансгрессии в обстановке быстрого воздымания Кавказа. Не исключено, что низкая карангатская терраса соответствует сурожской трансгрессии Г. И. Попова, хотя возможно, что последняя является более молодой, и осадки ее просто не сохранились на Кавказском побережье.

За отложением осадков низкой карангатской террасы последовала значительная регрессия Черного моря, сопровождавшаяся глубоким

врезом приустьевых частей речных долин Кавказского побережья, коренные ложа которых находятся ныне на 25—30 *м* ниже уровня моря. Эпохе низкого уровня стояния Черного моря (очевидно, имевшего место во время максимума верхнечетвертичного оледенения), отвечают новоэвксинские отложения (пески, галька, ракушники) с фауной сильно опресненного водоема (различные *Dreissensia, Hydrobia, Monodacna* и др.), обнаруженной на дне Черного моря и Керченского пролива. Наиболее поздние из осадков новоэвксинского (?) бассейна, соответствующие, видимо, началу последующего повышения уровня Черного моря, отмечены у г. Сочи (на отн. отм. 2 *м*) А. Г. Эберзиным и П. И. Ивченко. Максимуму последующей трансгрессии (древнечерноморской), по П. В. Федорову, отвечает терраса высотой 3—5 *м*, сложенная песками и ракушечниками со средиземноморской фауной, даже несколько более солонолюбивой, чем современная (*Cardium edule* L., *Venus gallina* L., *Nassa reticulata* L., *Pecten ponticus* Mill. и др.), и остатками кобаньской культуры бронзового века (2 тысячелетие до н. э.). П. В. Федоров называет эту террасу новочерноморской и параллелизует ее с ниццкой. В районах Батуми и северо-западнее Анапы им установлена еще более молодая — нимфейская терраса (1,5—2 *м*), отложения которой перекрывают наземные суглинки с остатками культуры древнегреческих колоний IV в. до н. э. — III в. н. э.

В **Рионской впадине,** между Очемчири и Поти, террасы Черноморского побережья резко понижаются, уходят под уровень плоской аккумулятивной равнины, в пределах которой в прибрежной полосе (р-н г. Поти) скважинами вскрыта мощная (до 400 *м*) и почти полная серия фаунистически охарактеризованных морских четвертичных осадков в нормальной стратиграфической последовательности. По А. Г. Лалиеву (1957), они представлены серыми песчанистыми глинами с прослоями песков. Здесь установлены чаудинские (45—125 *м*), древнеэвксинские (до 85—100 *м*), карангатские слои, вероятно, включающие в низах аналоги узунларских (25—30 *м*), новоэвксинские (85—100 *м*) и древнечерноморские слои (20—25 *м*). Эти осадки к востоку и к периферии депрессии замещаются и частью перекрываются аллювиальными отложениями рек Ингури, Цхенис-Цхали, Риони и др.

В области **Малого Кавказа** стратиграфия четвертичных отложений разработана пока еще слабо. В строении четвертичного покрова здесь отчетливо выделяются 4 типа, приуроченные соответственно к: 1) зоне денудационного рельефа северных и северо-восточных хребтов (Аджаро-Триалетский, Муровдагский, Карабахский и др.); 2) зоне вулканических нагорий; 3) южной зоне денудационного рельефа (Даралагезский и Зангезурский хребты); 4) зоне Приараксинской депрессии.

Зонам денудационных хребтов (1 и 3) свойственно относительно слабое развитие четвертичных отложений, представленных главным образом аллювием нескольких, преимущественно цокольных речных террас и связанными с ними склоновыми отложениями. Так, например, в долине р. Куры в районе Ахалцихской котловины, кроме поймы, имеются террасы высотой 3—10 *м*, 25—30, 40—50, 125—130, 220—230 *м*, а также 420—470 *м* (терраса, вероятно, плиоценового возраста).

В наиболее высокогорных частях хребтов — Зангезурского (р-н горы Капуджих) и Муровдагского — встречаются морены, троги и кары верхнеплейстоценового оледенения.

В **зоне Араксинской межгорной депрессии** (Араратская и Нахичеванская котловины) широко распространены аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и отчасти озерные отложения, приуроченные к не-

скольким террасам Аракса. Заметно наклоненные и погружающиеся в сторону депрессий отложения наиболее древней террасы (или нескольких террас) представлены валунно-галечным материалом аллювиально-пролювиального или флювиогляциального происхождения, нередко превращенным в травертиновый конгломерат. Их возраст нижнечетвертичный либо, скорее, апшеронский.

В центральной зоне вулканических нагорий четвертичный покров развит наиболее мощно. Здесь кроме аллювиальных и пролювиальных осадков широким распространением пользуются разновозрастные наземные вулканические образования. Наряду с ними наблюдаются озерные отложения. Ледниковые накопления играют относительно небольшую роль. Вследствие резко дифференциального характера новейших движений отдельных тектонических элементов, наличия ряда местных базисов эрозии, явлений лавовых и тектонических подпруд корреляция четвертичных отложений, в частности террас, по морфометрическим данным в этой области весьма затруднена. На современной стадии изученности можно наметить следующие основные генетико-стратиграфические комплексы четвертичных образований.

Нижний плейстоцен или верхний плиоцен. а) Покровы и потоки андезито-базальтовых лав, широко распространенные в Гегамском и Варденисском вулканическом нагорьях (юго-западная часть Севанского бассейна и р. Арпа), на Ахалкалакском плато и пр. Мощность лав от несколько метров до нескольких десятков — ста метров. В речных долинах, развитие которых не осложнялось местными факторами, последующий эрозионный врез в их подошву значительно превышает 100 *м* (верховья Куры, бассейн р. Арпа). Эти лавы, считавшиеся ранее нижнеплейстоценовыми, ныне некоторые исследователи относят к верхнему плиоцену и сопоставляют с так называемыми «долеритовыми базальтами» Приереванского района.

б) Озерные и озерно-аллювиальные отложения Ленинаканской, Ереванской и других котловин — зеленые глины, диатомиты, ракушечники, пепло-пемзовые пески и гравий. Мощность этих толщ до 300 *м*. Нижние их части, налегающие на долеритовые базальты, относятся, вероятно, к верхам плиоцена, верхние — к нижнему плейстоцену.

в) Толщи валунно-галечных отложений, сходные с отложениями верхних наклонных террас левобережья Аракса, распространены и в некоторых внутренних депрессиях М. Кавказа — Арпинской, Севанской, Ленинаканской. В Севанской депрессии галечники с размывом лежат на отмеченных выше нижнечетвертичных или верхнеплиоценовых лавах (а), а в Ленинаканской наиболее древние горизонты этих галечников подстилают, а наиболее молодые перекрывают озерную толщу (б). В нижней части галечников, перекрывающих озерную толщу, найдены многочисленные остатки фауны млекопитающих, изученные Л. А. Авакяном, указывающие скорее всего на нижний или низы среднего плейстоцена: *Elephas throgontherii* Pohl., *Rhinoceras mercki* Jaeg., *Equus stenonis* Cocchi, *Camelus knoblochi* Nehr., *Bos primigenius* Boj., *Cervus* sp. Близкий комплекс остатков млекопитающих обнаружен в озерных отложениях, налегающих на верхний поток долеритовых лав у г. Ахалкалаки. Здесь по А. К. Векуа (1959), установлены остатки *Elephas* aff. *trogontherii* Pohl., *Rhinoceras* ex gr. *etruscus* Falc., *Equus* aff. *süssenbornensis* Wüst., *Eq.* aff. *hidruntinus* Reg., *Hippopotamus georgicus* sp. n., *Cervus (Megaceros)* sp., *Marmota longipes* sp. n., *Meles meles* L. и др. Обращает на себя внимание совместное нахождение в этих захоронениях *El. trogontherii*, вероятно, существовавшего в Закавказье не

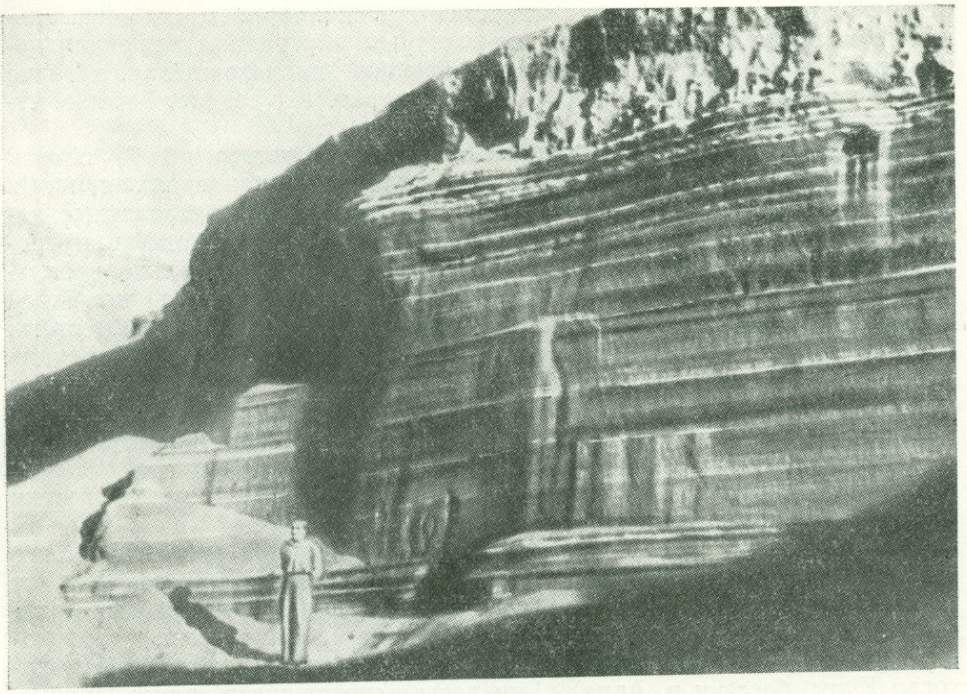


Рис. 34. Четвертичная пепловая толща на западном побережье оз. Севан. Фото А. Соколова

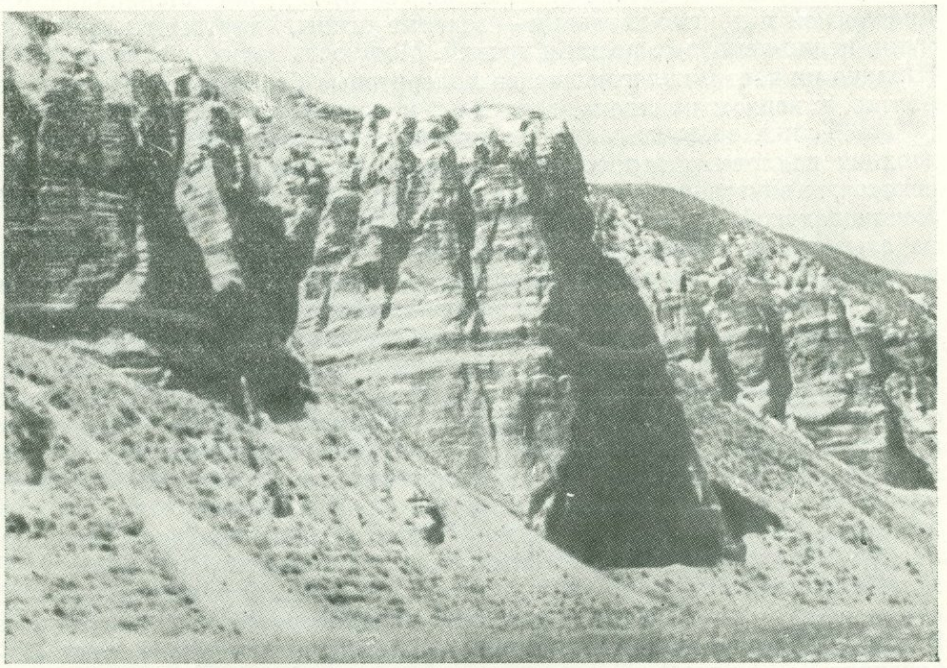


Рис. 35. Сарыкаинская верхнеплиоцено-плейстоценовая озерная толща на западном берегу оз. Севан. Фото А. Соколова

только в среднем, но и в нижнем (?) плейстоцене с реликтовыми для плейстоцена *Equus stenonis* и *Rhinoceras etruscus*.

Средний и верхний плейстоцен. г) Отдельные потоки андезитовых, андезито-базальтовых и андезито-дацитовых лав в районах Бакуриани-Боржоми, Абул-Самсарском хребте, на склонах Гегамского,

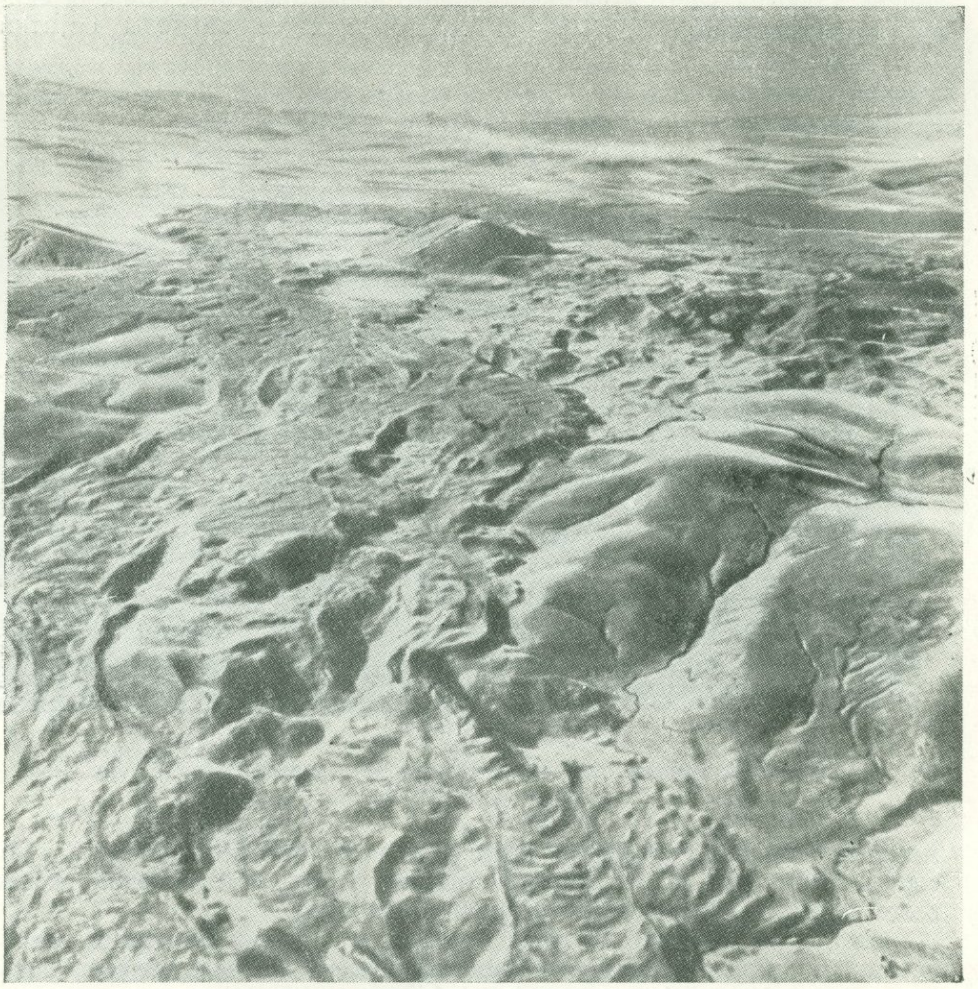


Рис. 36. Восточная часть Варденисского вулканического нагорья

Варденисского и Карабахского нагорий. Они заполняют современные долины, залегая в них в виде потоков мощностью в несколько десятков — свыше 100 *м* на террасах высотой в несколько десятков метров; по-видимому, они принадлежат нескольким генерациям, предшествующим максимуму верхнеплейстоценового оледенения. Лавам подчинены пирокластические образования в виде шлаков и пепловых накоплений (рис. 34). На Арагаце к этому комплексу, по В. М. Амаряну, принадлежит несколько покровов дацитовых, андезито-дацитовых лав и туфов (также и в вершинной зоне вулкана), прорезанных трогами последнего оледенения.

д) На склонах и по периферии горы Арагац широко распространены черные и красные плотные вулканические туфы типа игнимбритов дацитового состава, местами чередующиеся с отмеченными выше лавовыми потоками. В р-не Ленинакана покров туфов налегает на песчано-галечную толщу (в) с фауной позвоночных, а в долине р. Памбак несколько покровов туфов чередуются с горизонтами галечников и суглинков аллювиального и частью озерного происхождения, образуя единую толщу мощностью до 100—150 *м*. В верхах ее найдены остатки

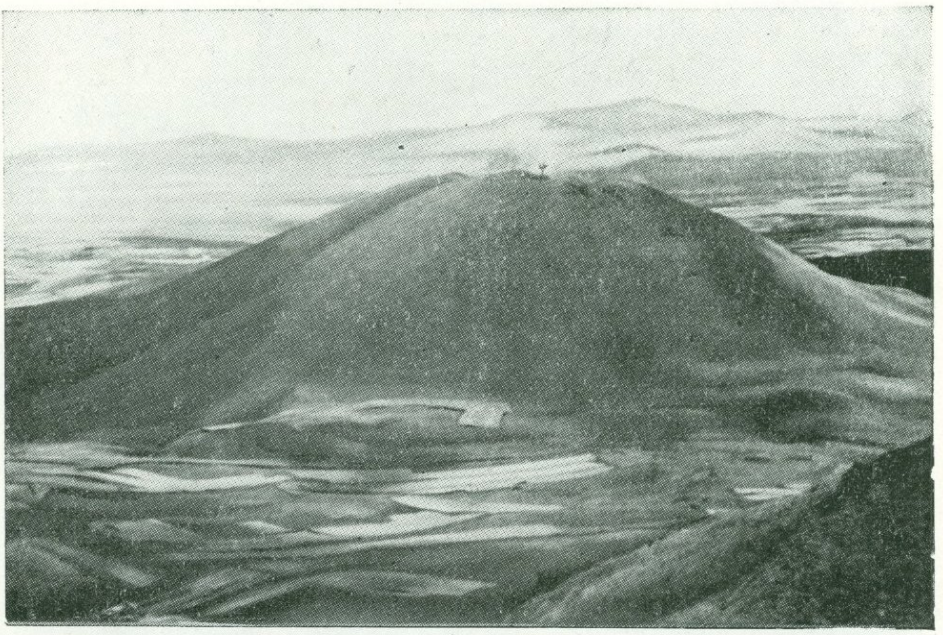


Рис. 37. Шлаковый вулканический конус Уч-тапа на западном побережье оз. Севан. Фото А. Соколова

мамонта (*Elephas primigenius* Blum.), лошади (*Equus caballus* L.) и носорога *Rhinoceras (Coelodonta) antiquitatis* Blum., указывающие скорее всего на верхи (?) среднего и верхний плейстоцен.

На северо-западных склонах Арагаца, у с. Артик развиты одновозрастные с туфами и генетически родственные им мощные покровы розовых и сиреневых туфолав или игнимбритов также дацитового состава, представляющих собой, по мнению ряда исследователей (А. Н. Заварицкий и др.), спекшиеся продукты извержений раскаленного мелко распыленного вещества («палящие тучи»). По-видимому, все туфы и туфолавы Арагаца древнее последнего оледенения (В. М. Амарян).

е) В ряде котловин плейстоценовые озерные осадки представлены пепловыми песками, гравием, суглинками, глинами, диатомитами и т. д. На западном побережье оз. Севан эти отложения мощностью 60—70 *м* согласно налегают на апшеронские или нижнеплейстоценовые (?) галечники и перекрываются голоценовыми лавами и шлаками (рис. 35).

ж) Ледниковые отложения, распространенные в высокогорных частях нагорий (Арагац, Чегемское, Варденисское, Карабахское нагорья, Мокрые горы, Абул-Самсарский хребет), выражены комплексами ко-

нечных и нескольких стадиальных морен верхнеплейстоценового оледенения, вложенными в относительно неглубокие троговые долины. Кроме того, в отдельных районах (Варденисский хр. и др.) встречены остатки морен и эрозионных форм рельефа (врезанных в лавы Q_1 или N_2^3) более древних (Q_2, а также Q_1 или N_2^3) оледенений, развивавшихся в условиях слаборасчлененного рельефа.

Голоцен. з) в Гегамском, Варденисском, Карабахском нагорьях и Абул-Самсарском хребте к голоцену относятся многочисленные потоки андезитовых лав со свежей бугристой поверхностью, приуроченные к днищам современных долин (рис. 36), а также шлаковые конусы, «насаженные», нередко в виде целых цепочек, на каналы излияний (обычно имеющие характер трещин) (рис. 37). Эти лавы даже в высокогорной зоне (выше 3 *км*) не затронуты следами последнего оледенения.

Глава V

МАГМАТИЗМ

В кратком обзоре магматизма Кавказской области мы уделим основное внимание его интрузивным проявлениям, поскольку описание эффузивных образований было дано выше в стратиграфическом очерке.

Современные представления о палеозойском магматизме Большого Кавказа изложены главным образом в ряде сводных работ Г. Д. Афанасьева; ультрабазиты подробно описаны Н. Д. Соболевым, уруштенский интрузивный комплекс — А. А. Самохиным, магматические породы Передового хребта — А. А. Каденским, герцинские гранитоиды Главного хребта — Г. М. Ефремовым, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, А. М. Деминым и др. Палеозойский магматизм Грузии освещен работами Н. Ф. Татришвили и Г. М. Заридзе, Армении — Р. А. Аракеляна. Альпийские интрузии Большого Кавказа («неоинтрузии») явились предметом исследований Д. С. Белянкина, В. П. Петрова, Л. А. Варданянца, Г. Д. Афанасьева, М. А. Фаворской, В. П. Еремеева, Ю. Н. Пастушенко, С. П. Соловьева, Г. М. Заридзе и др., юрские эффузивы Центрального Кавказа — А. П. Лебедева и др., мезозойские и палеогеновые эффузивы Грузии — Г. С. Дзоценидзе. Мезозойские и палеогеновые интрузивные образования Малого Кавказа изучались Ш. А. Азизбековым, А. Н. Соловкиным, М. А. Кашкаем, Р. Н. Абдуллаевым, Г. И. Керимовым (Азербайджан), В. Н. Котляром, Г. П. Багдасаряном, Т. Ш. Татевосяном, А. Адамяном, Э. Г. Малхасяном, С. И. Баласаняном (Армения), В. Р. Надирадзе, Г. М. Заридзе и др. (Грузия).

Неогеновые интрузии Северного Кавказа описаны А. П. Герасимовым, В. Н. Павлиновым, Н. Д. Соболевым с сотрудниками, а Нахичевани — Ш. А. Азизбековым, Г. П. Корневым и М. И. Рустамовым.

В последние годы интересные данные по абсолютному возрасту интрузий Кавказа получены Г. Д. Афанасьевым, Х. И. Амирхановым, А. Б. Гурвичем, З. В. Студениковой и К. Г. Кнорре, М. М. Рубинштейном, Г. П. Багдасаряном и др.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Среди палеозойских магматических образований можно выделить три главные генерации: древнепалеозойскую (догерцинскую), среднепалеозойскую (раннегерцинскую) и позднепалеозойскую (позднегерцинскую) (рис. 38).

Ранний палеозой. Проблема древнепалеозойского магматизма Большого Кавказа до настоящего времени недостаточно изучена. О про-

явлениях магматической деятельности древнепалеозойского времени свидетельствует первоначально вулканический состав (диабазы, порфириты, альбитофиры, туфы и пр.) значительной части пород хасаутской свиты, развитой в восточной части Лабино-Малкинской зоны в бассейнах рек Малка и Баксан и присутствие в ней мелких интрузий плагиогранитов и диабазов, а при допущении нижнепалеозойского (?) возраста кристаллических и метаморфических зеленых сланцев бассейна Лабы — первичный состав последних.

В Тырныаузской зоне и зоне Главного хребта на магматическую деятельность в раннем (?) палеозое указывает наличие толщ глубокоизмененных пород первичномагматического происхождения — амфиболитов, ортогнейсов и др. Что касается времени и происхождения метаморфизма всех этих древних образований, то связь его с гипотетическими раннепалеозойскими интрузивными процессами вероятна, но не доказана. Широко развитые в сланцах нижнепалеозойской чегемской свиты (юго-восточная часть Лабино-Малкинской зоны) новообразования (порфиробласты альбита и пр.) связаны с привносом натрия и отчасти кремнезема и калия, по-видимому, в процессе метасоматического воздействия каких-то не вскрытых эрозией гранитоидных массивов либо раннепалеозойского, либо среднепалеозойского возраста (уруштенский комплекс, см. ниже).

На Малом Кавказе мы встречаемся с разнообразными проявлениями раннепалеозойского (?) магматизма. Наиболее древние среди них выражены излияниями основных лав, испытавших при последующем внедрении интрузий интенсивный метаморфизм и превращенных в мощную толщу амфиболитов (дзораглухская свита Мисханского, Зангезурского поднятий и ее аналоги в Дзирульском и других массивах). За этими извержениями, по Р. А. Аракеляну (1959), последовало внедрение небольших тел серпентинитов и габброидов, частично превращенных в габбро-амфиболиты.

Следующая фаза магматизма представлена инъекцией лейкократового гранитоидного вещества в толщу слюдяных сланцев и амфиболитов, приведшей к частичному превращению их в мигматиты, и формированием тел гнейсовидных лейкократовых гранитов, связанных с мигматитами рядом переходов. Их жильными дериватами являются аплиты, аляскиты и пегматиты.

После некоторого перерыва при возобновлении погружений произошли новые извержения основной магмы, давшие толщу диабазовых порфиритов и их пирокластолитов (агверанская свита). Они сменились второй фазой внедрения кислой магмы в Мисханском массиве, образовавшей в уже дислоцированных породах агверанской и более древних свит крупные штоки гранодиоритов, кварцевых диоритов, а также диоритов и габбро-диоритов (в краевых частях). В Зангезурском поднятии им соответствуют интрузии диоритов и габбро-диоритов.

Все эти магматические процессы имеют, согласно существующим представлениям (Аракелян и др.), скорее всего раннепалеозойский и во всяком случае досреднедевонский возраст, так как девонские терригенно-карбонатные образования Приараксинской зоны не испытали воздействия описанных выше интрузий. Однако полученные в последнее время Г. П. Багдасаряном первые цифры определений абсолютного возраста древних плагиогранитов Мисханского массива — 215—235 млн. лет — свидетельствуют о гораздо более молодом — позднегерцинском — возрасте завершающей фазы палеозойского магматизма этого района (Афанасьев и другие, 1960).

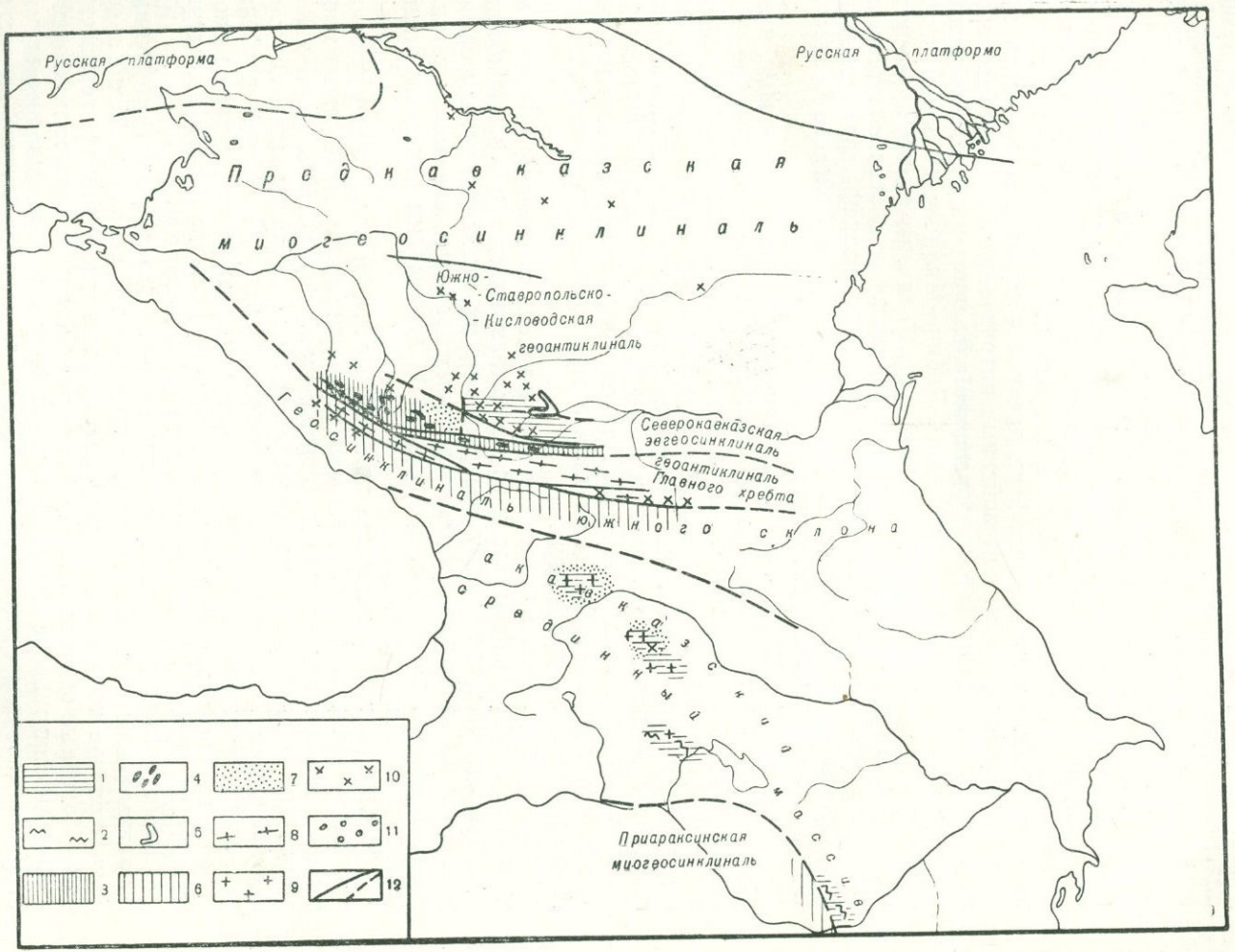

Русская платформа
Русская платформа
Предкавказская
миогеосинклиналь
Южно-
-Ставропольско-
-Кисловодская
геоантиклиналь
Геосинклиналь
Северокавказская
эвгеосинклиналь
геоантиклиналь
Главного хребта
южного склона
Аджаро-Триалетская
Приаракская
миогеосинклиналь
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Рис. 38. Схематическая карта палеозойского магматизма Кавказа.

Догерцинский магматизм: 1 — досилурийские (PCm — O?) вулканические толщи Лабино-Малкинской зоны, осевой части Малого Кавказа, Дзирульского массива и др.; 2 — основные и кислые интрузии осевой части Малого Кавказа (гранитоиды — частично герцинские и мезозойские).

Раннегерцинский магматизм: 3 — спилито-кератофировые формации Северо-Кавказской эвгеосинклинали ($Д—C_1$); 4 — подчиненные им интрузии (от ультрабазитов до плагиогранитогнейсов) уруштенского комплекса ($Д_2—C_1$) и основные интрузии Предкавказской миогеосинклинали (C); 5 — ультрабазиты в Северокавказской эвгеосинклинали ($Д—C_1$); 6 — вулканогенные и туфогенно-осадочные толщи девона (?) в геосинклинали южного склона Большого Кавказа и прибортовой части Приараксинской миогеосинклинали.

Позднегерцинский магматизм: 7 — порфировые (преимущественно наземные) формации межгорных впадин Северокавказской эвгеосинклинали ($C_2—P$) и Закавказского срединного массива (C_2–з); 8 — синорогенные метасоматические граниты геоантиклинали Главного хребта; 9 — посторогенные интрузии гранитоидов в Закавказском срединном массиве (C_2–з); 10 — синорогенные гранитоиды Предкавказской миогеосинклинали (P), посторогенные микроклиновые граниты ($P_2—T$) в Лабино-Малкинской зоне, в Закавказском срединном массиве и геоантиклинали Главного хребта и микроклинизация гранитов в последней; 11 — малые интрузии Тырныауз-Пшекишской шовной зоны (диориты, сиениты и пр.) типа горы Ятыртварта (P_2); 12 — крупнейшие палеозойские разломы и границы тектонических зон. На карте подписаны и условно разграничены главнейшие тектонические элементы срединного этапа

По более новым данным породы эти оказались еще моложе и относятся к интервалу от средней юры до верхнего мела (см. стр. 37).

Средний палеозой. Наиболее ранние проявления герцинского магматизма выражены на Большом Кавказе мощными извержениями основных и кислых лав и их пирокластолитов нижнего — среднего девона в Лабино-Малкинской и Тырныаузской зонах и менее значительными — в зоне геосинклинали южного склона. В позднем девоне эффузивная деятельность ослабевает и вновь усиливается в раннем карбоне, когда, главным образом в Тырныаузской зоне, происходит накопление мощной вулканогенной толщи спилито-кератофирового типа. Этому этапу развития Большого Кавказа отвечает формирование так называемого уруштенского интрузивного комплекса и связанный с ним метаморфизм вмещающих его палеозойских толщ. Этот магматический комплекс был выделен Г. Д. Афанасьевым в бассейнах Большой и Малой Лабы в южной части Лабино-Малкинской зоны, где он прорывает и метаморфизует толщи кристаллических и метаморфических сланцев нижнего (?) — среднего палеозоя и в свою очередь подвергнут метаморфизму.

По данным Г. Д. Афанасьева, дополненным А. А. Самохиным, уруштенский магматический комплекс в бассейне Лабы включает следующий ряд последовательных внедрений: серпентиниты; габбро-амфиболиты; диорито-гнейсы; плагиогранито-гнейсы и гранодиорито-гнейсы (тоналиты); альбитовые гранито-гнейсы и натровые гнейсо-граниты, натровые аляскиты; жильная серия пород аплит-пегматитового состава. В большинстве случаев форма интрузивных тел пластовая. Возраст уруштенского комплекса окончательно еще не установлен; возможно, что часть его пород имеет среднедевонский возраст, так как галька тоналитов, плагиогранитов и

прочих впервые появляется в конгломератах среднего — верхнего девона; однако, более вероятна принадлежность этих галек более древним, доуруштенским интрузиям. Наиболее молодые члены уруштенского комплекса относятся к верхнему девону и низам карбона. По Г. Д. Афанасьеву, абсолютный возраст поздних (кислых) членов этого комплекса определяется в пределах 325—310 млн. лет, а ранних — до 360 млн. лет, что в целом отвечает среднему девону — нижнему карбону[1].

Становление уруштенского комплекса сопровождалось глубоким метаморфизмом вмещающих и частично интрудирующих пород, в котором А. А. Самохин выделяет стадию регионального метаморфизма в связи с зарождением и развитием магматического очага, стадию контакт-инъекционного метаморфизма (в процессе внедрения крупных интрузивных масс) и стадию альбитизации и диафторических изменений пород в связи с воздействием остаточных, обогащенных щелочными растворами производных кислой магмы.

В восточном направлении — в средней части Лабино-Малкинской зоны интенсивность метаморфических изменений пород уруштенского комплекса постепенно снижается (верховья рек Урупа, Кяфара и пр.). В восточной части Лабино-Малкинской зоны, испытавшей консолидацию еще в каледонском этапе, с уруштенским комплексом можно сопоставить крупный Малкинский интрузивный массив серпентинитов, прорывающий силурийские отложения. Аналогичный большой массив серпентинитов (Шардаковский) на основании данных магнитометрии и наличия ксенолитов серпентинита в неоинтрузии горы Золотой Курган предполагается несколько восточнее Малкинского массива под покровом мезо-кайнозойских отложений (Н. Д. Соболев). В Тырныауз-Пшекишской зоне к описываемому комплексу относятся отдельные мелкие тела серпентинитов, габбро-диоритов и гранитоидов, хотя часть последних имеет более молодой возраст. Зона Главного хребта Центрального Кавказа сложена нижнепалеозойскими (?) кристаллическими сланцами и гнейсами, в значительной мере превращенными в мигматиты и замещенными палеозойскими гранитоидными интрузиями, возрастное расчленение которых еще недостаточно разработано. Несомненно, что среди мигматитов и гранитоидов имеется несколько разновозрастных комплексов, но разделение их на площади произведено пока лишь для отдельных участков. С уруштенским комплексом в зоне Главного хребта можно предположительно сопоставить наиболее древние, в той или иной мере переработанные позднее гнейсовидные гранитоиды, абсолютный возраст которых, по данным З. В. Студениковой, составляет (по К—Ar методу) 320—380 млн. лет (некоторые граниты верховий Баксана, Чегема и пр.). По данным А. М. Демина, в Тебердинском поднятии эта наиболее ранняя формация гранитоидов приурочена к его северной части и характеризуется плагиогранитным составом.

На Малом Кавказе проявления раннегерцинского магматизма почти не известны, за исключением вулканогенного материала в некоторых горизонтах девона в Зангезуре.

Поздний палеозой. Позднегерцинский магматизм в эффузивной и особенно интрузивной форме широко проявился на территории Большого Кавказа и Закавказского срединного массива.

В Лабино-Малкинской зоне, главным образом на ее среднем участке, в молассовых верхнепалеозойских толщах распространены

[1] Уруштенский комплекс ряд исследователей, по-видимому, неправильно считает каледонским.

покровы липаритовых лав и туфов (средний карбон), а также андезито-дацитовых лав и пирокластолитов нижней перми. Значительно больше развиты позднеорогенные интрузии верхнего палеозоя, присутствующие в нескольких структурных зонах. В Лабино-Малкинской зоне они выражены интрузиями так называемых «красных» или северных микроклиновых гранитов, представляющих либо батолиты и гарполиты (Малкинский массив), либо более мелкие тела (Даховский, Эшкаконский и другие массивы), внедрившиеся в нижне- и среднепалеозой-



Рис. 39. Главный Кавказский хребет, сложенный палеозойскими гранитами. Вид с южных склонов Эльбруса. Фото Н. В. Короновского

ские (?) метаморфические толщи. Их абсолютный возраст, по данным Г. Д. Афанасьева и З. В. Студениковой, определяется цифрами порядка 260—200—190 (?) млн. лет. По-видимому, они в основном пермского и, может быть, частью раннетриасового возраста. С ними Г. Д. Афанасьев генетически связывает малые интрузии гранитов, аляскитов индышского типа и гранит-порфиров (Худес и др.), имеющие такой же абсолютный возраст. К западному участку полосы разломов между Лабино-Малкинской и Тырныауз-Пшекишской зонами приурочено большое количество верхнепалеозойских тел типа штоков, даек и прочих (комплекс горы Ятыргварты и др.), представленных диоритами с отклонениями до габбро и гранодиоритов и плагиогранитов, а также сиенито-диоритами. По геологическим данным, возраст пород горы Ятыргварты донижнетриасовый; абсолютный возраст их около 200 млн. лет.

Наиболее мощно позднепалеозойский интрузивный магматизм проявился в геоантиклинальной зоне Главного хребта, где он выражен двумя комплексами гранитоидов. К первому синорогенному комплексу, отвечающему, видимо, второй половине карбона и началу перми, относится значительная часть «серых гранитов», или гранитов Главного хребта (рис. 39) с абсолютным возрастом, по З. В. Студениковой, М. М. Рубинштейну и другим, 275—235 млн. лет (граниты

Уллу-Кама, верховьев Черека Безингийского и пр.). Галька этих гранитов впервые в изобилии появляется в красноцветных толщах перми. Более молодой комплекс гранитоидов тяготеет к южному краю зоны Главного хребта и метаморфизует и частично прорывает палеозойские отложения северного крыла зоны геосинклинали южного склона, в частности средний (?) или верхний палеозой в Кассарском ущелье Ардона (толщу филлитов и кварцитов, роговообманковых сланцев с прослоями мраморов) и верхнепермские отложения на хр. Псеашхо. По возрасту этот комплекс относится к концу перми — триасу. Его абсолютный возраст 220—190 млн. лет.

В комплексе так называемых «серых» гранитов Главного хребта преобладают серые, но встречаются и розовые разновидности. Этот комплекс включает диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и микроклиновые граниты, среди которых различаются биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные разности. Согласно Г. М. Ефремову, граниты Главного хребта подразделяются на два типа — белореченский, тяготеющий к западной части зоны Главного хребта (Софийскому поднятию), с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, и несколько более молодой балкарский тип, характерный для Тебердино-Балкарского поднятия, с преобладанием калиевого шпата (микроклина) и турмалина в пегматитах и кварцевых жилах. Граниты Главного хребта, в отличие от «северных» или «красных» гранитов Лабино-Малкинской зоны, часто не образуют отчетливо обособленных внедрившихся тел. Как показали работы Г. М. Заридзе и других, они в значительной части замещают более древние кристаллические сланцы нередко с сохранением реликтов их текстуры и являются продуктами процесса мигматизации и гранитизации древних толщ.

Микроклиновые граниты позднейшей (P_2—T) генерации в случаях их высокого эрозионного среза (например, на хр. Псеашхо) — типичные штоки, а в глубоко денудированных массивах, приуроченных к зоне Главного надвига (Кассарский, Дарьяльский), представляют собой продукты микроклинизации и динамометаморфизма более древнего кристаллического субстрата из плагиогранитов, спессартитов и плагиоаляскитов.

В зоне Закавказского срединного массива, в Дзирульском, Храмском и Локском массивах, пользуются широким распространением интрузии герцинских гранитоидов, гнейсовидные и массивные кварцевые диориты, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты (серые и розовые), возникшие, по мнению Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили, в процессе гранитизации нижнепалеозойского метаморфического субстрата. Абсолютный возраст гранитоидов Дзирульского массива (вернее, связанных с ним пегматитов) составляет, по М. М. Рубинштейну, около 260—300 млн. лет. В Храмском массиве имеются две генерации герцинских гранитоидов, из которых первая, с абсолютным возрастом 275 млн. лет, как и в Дзирульском массиве, трансгрессивно перекрывается толщей «нижних туффитов» (C_{2-3}), а вторая, менее значительная, по Н. И. Схиртладзе, прорывает их, но перекрывается лейасом. Возраст ее, очевидно, заключен в интервале поздний карбон — триас.

В осевой части Малого Кавказа роль позднегерцинского магматизма еще недостаточно ясна. Как уже говорилось, можно допускать герцинский возраст секущих гранитоидных интрузий агверанского типа в Мисханском массиве, давших цифры 215 и 235 млн. лет (Г. П. Багдасарян) (см. стр. 37).

АЛЬПИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ

Альпийский магматизм Кавказа весьма разнообразен и дает, в общем, классическую для геосинклинального цикла последовательность эффузивных и интрузивных проявлений. Магматическая деятельность почти не прекращалась на протяжении всего времени от начала юры (в триасе имеются лишь незначительные прослои туфогенных пород) до антропогена включительно, но ее ареалы и характер существенно менялись (рис. 40).

В раннем и среднем лейасе с началом интенсивных погружений в полосе южного склона и водораздельной части Главного хребта происходят излияния, давшие потоки спилитов и альбитофиров, и образуются пластовые внедрения диабазов. На северном борту этого эвгеосинклинального прогиба перечисленные породы — типичные образования спилитокератофировой формации — замещаются кератофирами, наиболее полно представленными в Северной Осетии. Еще севернее, к северу от Тырныаузского шва, т. е. уже в платформенной Лабино-Малкинской зоне в среднем лейасе проявляется субаэральный вулканизм андезитового состава, сопровождаемый субвулканическими интрузиями. Этот Кубанский очаг вулканизма явно приурочен к поперечному разлому, ограничивающему с запада Малкинский выступ Лабино-Малкинской зоны. Севернее, возможно, на продолжении того же разлома, по данным бурения, предположительно намечается еще один вулканический очаг в районе Армавира.

После некоторого ослабления вулканизма в тоаре, совпавшего с общим выравниванием тектонических условий, значительная вулканическая активность наблюдается в аалене в западной части эвгеосинклинали южного склона, начиная с бассейна Мзымты. Подводные излияния андезито-базальтовых лав, частично субщелочных (рис. 41), сменяются эффузиями дацитового и отчасти трахитового состава; дацитовые лавы превращены в кварцевые порфиры, андезито-базальтовые — в порфириты. Наблюдаются субвулканические внедрения кварцевых порфиров.

В Закавказье достоверных проявлений раннеюрского магматизма пока не констатировано; в Нахичеванском прогибе к лейасу — аалену условно относят порфиритовую толщу, подстилающую фаунистически охарактеризованный байос. Зато в байосе, когда в водораздельной полосе и на северном склоне Большого Кавказа (за исключением Балкарии) вулканическая деятельность почти полностью затухает, все Северное и Центральное Закавказье от линии Сочи — Шемаха на севере и до линии Кировакан — Кафан на юге становится ареной исключительно напряженной подводной вулканической активности, приведшей к накоплению вулканогенных толщ местами мощностью до 3,5 *км*. В составе этих толщ господствуют андезито-базальтовые порфириты, отчасти спилиты и пирокластолиты того же состава. Судя по расположению вулканических центров, эффузии были связаны с продольными разломами, в частности Карабахским (Э. Ш. Шихалибейли). Обособленные очаги эффузивного и гипабиссального магматизма были приурочены к зонам поперечных разломов в восточной Балкарии и, возможно, в Кубано-Тебердинском районе (по данным Д. И. Панова).

В конце байоса в северо-восточной полосе Малого Кавказа, в пределах формирующихся в это время внутренних поднятий на бортах Малокавказской геосинклинали — Алавердского, Шамхорского, Кафанского — происходят мощные излияния более кислых лав, давших по-

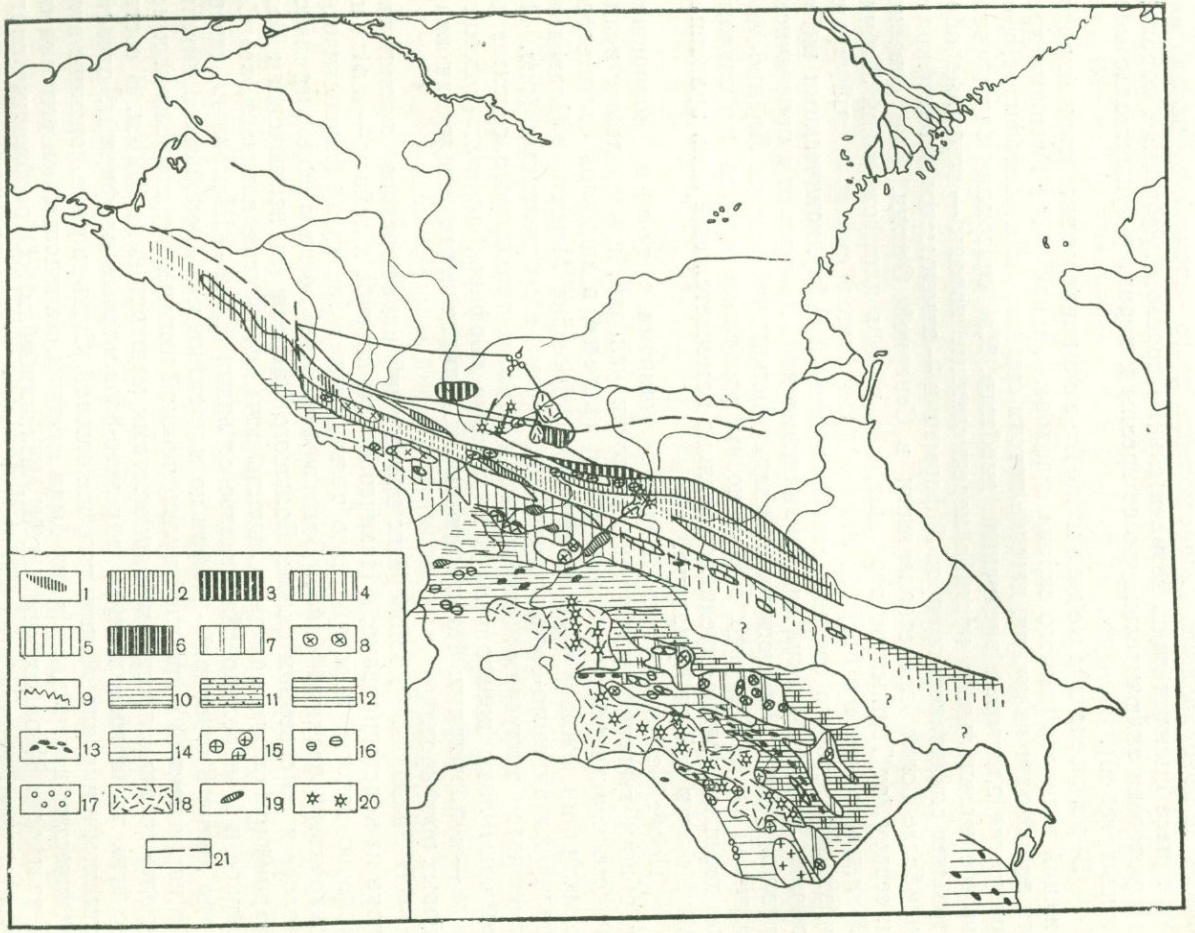

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21

Рис. 40. Схематическая карта мезо-кайнозойского (альпийского) магматизма Кавказа.

Раннеальпийский магматизм: 1 — туфогенная толща триаса (?) осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа (Сванетия); 2 — сланцево-диабазовая формация осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа (J_1^{1-2}); 3 — кератофировая формация северного крыла геосинклинали Большого Кавказа и андезито-дацитовая формация краевой части эпигерцинской платформы (J_1^2); 4 — ааленская вулканогенная формация осевой зоны геосинклинали Северо-Западного Кавказа (основные и кислые эффузивы); 5 — байосская порфиритовая формация Закавказского срединного массива и южного крыла геосинклинали Большого Кавказа; 6 — байосские эффузивные и гипабиссальные образования (спилиты, альбитофиры, ортофиры) северного крыла геосинклинали Большого Кавказа; 7 — порфирито-плагиопорфировые формации Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали (байос — валанжин); 8 — комплекс габбро-диоритовых, гранодиоритовых и плагиогранитных интрузий геосинклинали Большого Кавказа и Закавказского срединного массива (бат — мальм) и Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали (бат — нижний мел); 9 — верхнеюрская трахибазальтовая толща Закавказского срединного массива (Грузинской глыбы).

Среднеальпийский магматизм: 19 — вулканогенные формации среднего и основного состава южного крыла геосинклинали южного склона Большого Кавказа (альб — сеноман) и геосинклинальных прогибов Малого Кавказа (альб—сантон); 11 — кислые вулканогенные формации геосинклинальных прогибов Малого Кавказа (сеноман—сантон); 12 — трахибазальтовая формация Закавказского срединного массива (альб—турон); 13 — габброидные интрузии геосинклинали южного склона Большого Кавказа (сеноман), тешенитовые интрузии Закавказского срединного миссива (в. мел — эоцен), основные и ультраосновные интрузии геосинклинальных прогибов Малого Кавказа (в. мел — эоцен); 14 — палеогеновые (в основном эоценовые) вулканогенные формации вторичных геосинклинальных прогибов Малого Кавказа, преимущественно среднего состава (реже умеренно-кислого, основного и щелочного); 15 — гранитоидные интрузии Большого Кавказа (в. мел—палеоген) и Малого Кавказа (конец среднего эоцена — олигоцен); 16 — щелочные интрузии Малого Кавказа (предолигоценовые).

Позднеальпийский магматизм: 17 — неогеновые (преимущественно мэотис—понт) гипабиссальные интрузии и экструзии в поднятиях Большого и Малого Кавказа; 18— неогеновые (на М. Кавказе преимущественно в. сармат—плиоцен, на Б. Кавказе — в. плиоцен) и четвертичные наземно-вулканогенные формации сложного состава (от базальтов до липаритов); 19 — миоплиоценовые субщелочные базальты и плиоценовые трахиты Закавказского срединного массива; 20 — некоторые крупные плиоценовые и четвертичные вулканы; 21 — некоторые крупнейшие альпийские разломы.

Прерывистыми штриховками показано предполагаемое распространение соответствующих вулканогенных формаций под более молодыми образованиями

кровы кварцевых плагиопорфиров и кератофиров. В осевой части геосинклинали — в зонах Муровдагского и Карабахского хребтов — лавы этого типа замещаются более основными разностями.

В б а т е ареал вулканизма заметно сокращается, ограничиваясь Сомхето-Кафанской геосинклиналью. Деятельность вулканов носила главным образом взрывной характер, покровы эффузивов андезито-базальтового ряда подчинены мощным пачкам пирокластолитов. Батские вулканогенные толщи в основном приурочены к частным прогибам. Байос-батские вулканические образования, в отличие от нижнеюрских, принадлежат уже к порфиритовой (андезито-дацитовой) формации, хотя и сохраняют некоторые общие признаки со спилито-кератофировой формацией. С этой порфиритовой формацией связаны довольно многочисленные субвулканические магматические тела — штоки, силлы, изменяющиеся по составу от кварцевых диоритов и сиенито-диоритов до габбро-диоритов. К вулканитам кислого состава приурочены купола и некки плагиогранит-порфиров, являющиеся, очевидно, остатками центральных вулканических аппаратов. Наблюдаются также относительно крупные интрузии гранитоидов, из которых наиболее ранними являются предбатские плагиограниты Шамхорского поднятия — Славянская, Таузчайская и другие интрузии с абсолютным возрастом, по Р. Н. Абдуллаеву, в 135—160 млн. лет. В особенности многочисленны батские и частично, может быть, более ранние интрузии в основном гранодиоритового состава, с дифференциатами от габбро и диоритов до гранитов на Большом Кавказе. Они распространены от полосы сочленения зоны Главного хребта и эвгеосинклинали южного склона (Санчаро-Кардывачская группа) до Дзирульского массива и наиболее многочисленны в Абхазско-Рачинской зоне (Келасурский, Зимский массивы). Абсолютный возраст абхазских интрузий, по З. В. Студениковой и М. М. Рубинштейну, колеблется от 150 до 167—175 млн. лет. Гранодиориты Сванетского поднятия дают цифру в 155 млн. лет.

В п о з д н е ю р с к у ю э п о х у магматическая деятельность резко ослабла. В реконсолидированной зоне Закавказского срединного массива в районе Кутаиси обособляется своеобразная провинция щелочного базальтового вулканизма; излияния здесь происходили в кимеридже. В то же время в северо-восточной полосе Малого Кавказа продукты вулканизма имеют снова андезито-базальтовый или андезитовый состав. В отличие от средней юры, эти вулканические проявления распределены неравномерно и приурочены в основном к остаточным прогибам Антикавказской геосинклинали — Казахскому, Дашкесанскому, Мартунинскому, Акеринскому. Пирокластолиты нередко преобладают над эффузивными покровами. Максимум позднеюрской магматической активности, как и в Западной Грузии, приходится на кимеридж, но, в общем, вулканизм здесь наблюдался на протяжении всего мальма и оставался довольно интенсивным и в титоне, а в Акеринском и Казахском прогибах — и в начале мела. По новейшим данным (В. Т. Акопян, 1962) мощные погружения, сопровождаемые излияниями кислых лав в мальме (?) и нижнем мелу, происходили также в северо-западной части Севанского прогиба — в пределах Базумского хребта.

Большая часть р а н н е г о м е л а, за исключением альба, в большинстве районов Кавказа характеризуется почти полным затуханием эффузивного вулканизма. На Малом Кавказе это одновременно эпоха крупных поднятий и значительной структурной перестройки. Отдельные внутренние поднятия Малокавказской геосинклинали сливаются в единый Сомхето-Карабахский антиклинорий. С этим совпадает формирова-

ние значительного числа интрузивных массивов, преимущественно кварцево-диоритового и гранодиоритового состава, но с дифференциатами до габбро. Это интрузии районов Кохба, Дашкесана, Зурнабада, Агдама, а также стоящего особняком Кафанского района (Цавская интрузия). За исключением Дашкесанской интрузии, расположенной в одноименном синклинории, на его участке, втянутом в общее поднятие Сомхето-Карабахской зоны, остальные массивы приурочены к частным антиклинальным поднятиям — Алавердскому, Шамхорскому, Агдамскому, Кафанскому.

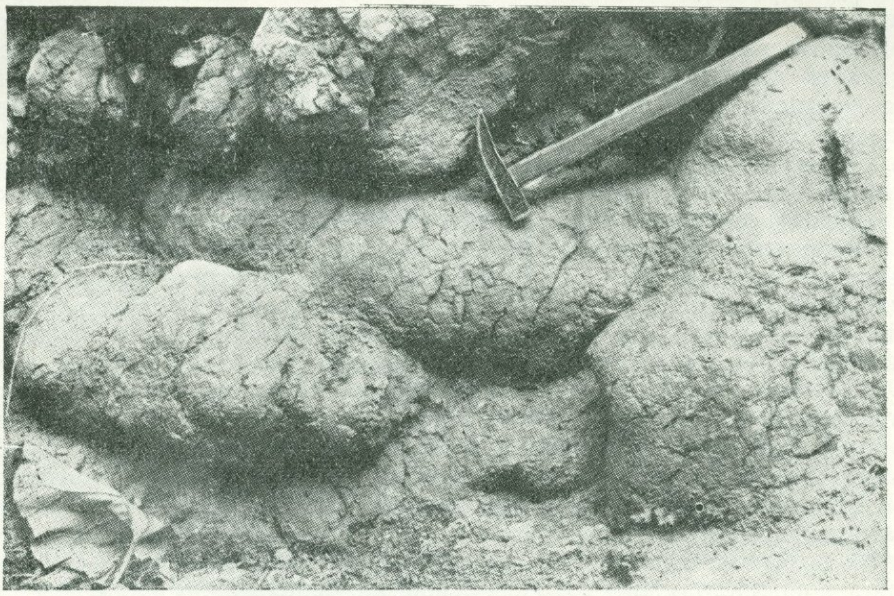


Рис. 41. Шаровые лавы в серии Гойтх ааленского яруса на р. Пшиш (Северо-Западный Кавказ). Фото М. Г. Ломизе

Все эти интрузии прорывают среднеюрские отложения, а многие из них пересекают и метаморфизуют также верхнюю юру. Некоторые из них трансгрессивно перекрываются сеноманом. Их предмеловой или раннемеловой возраст ныне подтвержден также данными абсолютной геохронологии (К—Ar метод). Так, интрузии Сомхето-Карабахского антиклинория имеют абсолютный возраст 100—120 млн. лет (по Р. Н. Абдуллаеву), а Цавская интрузия в Кафанском поднятии — 132—135 млн. лет (по Э. Г. Малхасяну).

Образование данной группы интрузий является естественным завершением позднеюрского эффузивного цикла и должно совпадать с началом интенсивных послеюрских воздыманий, приведших к почти полному осушению территории Малого Кавказа. На Большом Кавказе с этой генерацией интрузий можно предположительно синхронизировать некоторые небольшие гранитоидные «неоинтрузии» зоны Главного хребта Центрального Кавказа (Сангутидон, Цей) с абсолютным возрастом, по З. В. Студениковой, порядка 125—140 млн. лет.

В конце раннего мела, начиная с апта, но более широко с середины альба, в Закавказье наблюдается значительное оживление

вулканической деятельности. В альбе — сеномане она приурочивается к южному склону Большого Кавказа — к глубинному шву между эвгеосинклиналью южного склона, с одной стороны, и консолидированной перед мальмом Абхазско-Рачинской зоной и Закавказским срединным массивом — с другой стороны, а также к Аджаро-Триалетскому прогибу, испытывавшему интенсивное погружение, и его продолжению вдоль современных северо-восточных склонов Малого Кавказа. На южном склоне Большого Кавказа в сеномане повсеместно присутствует примесь туфового материала, а в районах Сочи и Шемахи целые толщи пирокластолитов и отдельные потоки средних и основных лав. Извержения сопровождаются внедрением мелких интрузий габбро и диоритов с повышенным содержанием титана в бассейнах рек Сочи, Мзымты и Псоу. В туроне на южном склоне Большого Кавказа деятельность вулканов прекращается. Но на территории Грузинской глыбы (западнее Кутаиси), в Аджаро-Триалетах и остаточных прогибах Сомхето-Карабахской зоны туронский, коньякский и сантонский века были, наоборот, временем максимальной вулканической активности. Постепенно затухая, деятельность вулканов продолжалась в северной полосе Малого Кавказа почти до середины кампана.

Верхнемеловые лавы Закавказья обнаруживают значительные изменения своего состава. На Грузинской глыбе основные эффузивы сеноман-коньякского возраста имеют щелочной характер (пикрит-базальты, трахибазальты, фонолиты). На Малом Кавказе, как и в юре, на участках относительных поднятий, например Болнисском районе, в сеномане — сантоне, а также в Казахском и Агджакендском прогибах, на поверхность выступает кислая магма липарито-дацитового состава, давшая породы, представленные ныне кварцевыми порфирами и альбитофирами. Многие из вулканических жерловин сохранились до настоящего времени; они отпрепарированы денудацией в виде эффектных скалистых одиночных вершин.

В целом же в составе верхнемеловых вулканогенных толщ преобладают пирокластолиты и покровы основных, базальтовых (долериты), отчасти средних лав. Знаменательно появление субщелочных разностей — анальцимового базальтового порфирита и анальцимового трахидолерита в Казахском прогибе.

В центральной зоне Малого Кавказа, в Акеринском прогибе, интенсивная вулканическая деятельность также началась в коньяке и достигла максимума в раннем сантоне. В отличие от более северной полосы с неглубоким залеганием фундамента, лавы имеют здесь почти исключительно базальтовый состав. В Мартунинском прогибе, который по времени проявления вулканизма относится к той же зоне, базальтовые эффузивы обладают местами повышенной щелочностью и содержат анальцим.

В южной зоне Малого Кавказа, в частности в бассейне р. Ведичай, в туроне — сантоне также возникли очаги излияний основной магмы.

Позднемеловой вулканический цикл завершился образованием в конце сантона и конце мела (?) весьма протяженного (около 200 *км*) пояса мелких хромитоносных гипербазитовых интрузий в полосе глубинного разлома северного края Севано-Акеринского прогиба. На западе пояс уходит в Турцию. Гипербазиты внедрились в это время и вдоль зоны Вединского разлома на юге; и этот пояс имеет свое продолжение в Турции.

Несколько запоздалое появление этих спилито-диабазово-кератофировой эффузивной и гипербазитовой интру-

зивной формаций в центральной и южной частях Малого Кавказа связано с возобновлением (после позднеюрских — раннемеловых поднятий) погружений в средине мела и вовлечением в них новых значительных площадей на юге Малого Кавказа.

Верхнемеловые эффузивы северо-восточной, Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа, а также южного склона Большого Кавказа принадлежат уже к другой, порфиритовой формации. Для нее характерно краснокаменное изменение, появление местами субщелочных базальтовых лав. При этом верхнемеловые вулканиты северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны, заключенной между Храмским и Локским массивами и отличающейся неглубоким залеганием фундамента, выделяются значительным участием в их составе кислых разностей, в отличие от андезито-базальтовых лав Аджаро-Триалетского прогиба. Наконец, щелочные лавы Грузинской глыбы относятся уже не к геосинклинальной, а к типично платформенной эффузивной формации (Дзоценидзе, 1948, 1959).

Как и в течение юрского цикла, в течение мела наблюдается постепенное перемещение ареалов вулканизма с севера на юг — от платформы в глубь геосинклинальной области. Однако распределение вулканогенных образований в позднем мелу существенно иное, чем в ранней и средней юре; они сосредоточиваются в остаточных прогибах Антикавказской геосинклинали и во вновь интенсивно развивающихся Аджаро-Триалетской и Севано-Акеринской геосинклиналях. Здесь мощность этих образований достигает 1,5 *км* и более. На промежуточных поднятиях вулканогенные толщи мела выклиниваются.

Гипербазитовая формация приурочена к разломам, ограничивающим прогибы, не испытавшие инверсии,— Севано-Акеринский и Ереванский. В отличие от юрского вулканического цикла, меловой цикл почти не сопровождался формированием гранитоидной интрузивной формации. Это связано с тем, что поднятия конца мела не были столь значительными, как поднятия конца юры. Исключение составляют, по-видимому, некоторые небольшие интрузии анортоклазовых гранитов, гранодиоритов и дацитов Центрального Кавказа, приуроченные к южному ограничению поднятия Главного хребта (Тепли, Кароби) и Тырныаузской шовной зоне (Эльджуртинский массив у г. Тырныауз), абсолютный возраст которых, по данным К—Ar метода, составляет 80—100 млн. лет, что соответствует началу верхнего мела (рис. 42). Аналогичный возраст (80—100 млн. лет) определен также для Гехаротской гранитной интрузии Памбакского хребта (южный борт Севанского прогиба), прорывающей вулканогенный турон (?) и перекрытой сенонскими отложениями.

С палеогеном связана новая эпоха магматических проявлений на Кавказе, максимум которых приходится на средне- и верхнеэоценовое время. В Северо-Кавказской миогеосинклинали отмечены только отголоски вулканической деятельности в виде примеси туфогенных продуктов в ильской и абазинской свитах верхнего палеоцена, а в геосинклинальных прогибах южного склона — в низах коуна (нижний — средний эоцен) и в среднем эоцене западной части Дзау-Кахетинской зоны.

В геосинклинальных прогибах Малого Кавказа, за исключением Ереванского, в раннем палеогене имели место мощные подводные извержения преимущественно средней магмы. В палеоцене — раннем эоцене интенсивность их была невелика (туфогенно-флишоидные толщи), но со второй половины раннего эоцена (Талышский, Орду-

бадский прогибы) или с начала среднего эоцена (Севанский, Аджаро-Триалетский прогибы) происходит наиболее грандиозная вспышка извержений андезитовой магмы с подчиненными дацитовыми и липаритовыми излияниями. Излияния сопровождаются мощными выбросами пирокластического материала и размывом возникших вулканических островов (толщи туфоконгломератов). Среднеэоценовый магматический этап завершается внедрением разнообразных интрузий: в Ад-



Рис. 42. Эльджуртинское ущелье р. Баксан. На переднем плане меловые (?) граниты, вдали палеозойские граниты и мигматиты. Фото Н. В. Короновского

жаро-Триалетской зоне — силлоподобных тел габброидов, в западной части Севанской зоны — наиболее поздней генерации ультрабазитов, а во всей Севано-Акеринской зоне — также габбро, габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, связанных друг с другом рядом переходов. Эта известково-натриевая габбро-плагиогранитная интрузивная формация тяготеет к северо-восточному крылу прогиба.

На участке Севанской зоны к северо-западу от оз. Севан (Памбакский, Халабский и Базумский хребты) гранитоидные интрузии распространяются на всю ее ширину. Галька этих гранитоидов, по О. А. Саркисяну и К. А. Мкртчану, обнаружена в базальных конгломератах верхнего эоцена. Абсолютный возраст гранитоидов Мисханского массива (Памбакский хребет), по Г. П. Багдасаряну и Г. Д. Афанасьеву, составляет 44—50 млн. лет, Суботанской гранитоидной интрузии в бассейне оз. Севан, по К. Г. Шириняну и другим, 52 млн. лет, а Лачинской гранитоидной интрузии в Акеринском прогибе, по М. А. Кашкаю, 50 млн. лет.

После непродолжительных местных поднятий между средним и поздним эоценом в прогибах Малого Кавказа в позднем эоцене происходят новые извержения, на этот раз не повсеместные, пестрые по составу и на ряде участков носящие отчетливо щелочной характер; местами они сопровождаются внедрением интрузий. В северо-западной части Аджаро-Триалетской зоны, на границе с Грузинской глыбой, в Гурии изливаются анальцимовые андезито-базальты и трахиты, а несколько южнее внедряются штоки сиенито-диоритов и сиенитов, абсо-

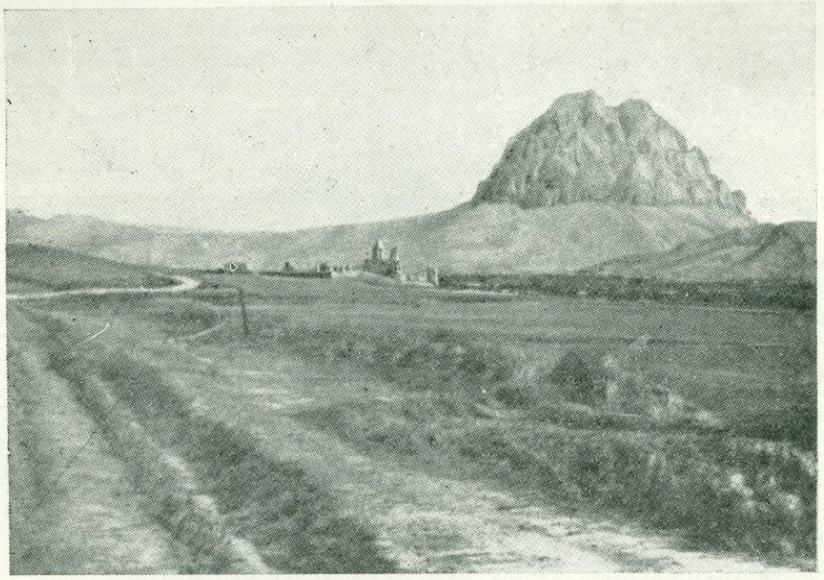


Рис. 43. Экструзивный массив горы Иландаг в Нахичеванской АССР. Фото З. В. Тимофеевой

лютный возраст которых определяется М. М. Рубинштейном цифрами около 40 млн. лет. На южном крыле Аджаро-Триалетского прогиба изливаются андезито-базальтовые лавы. Подобные же по составу извержения в Севанском прогибе сменяются излияниями кислых и щелочных лав и завершаются внедрением порфировидных сиенито-пранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (Тежсарский и другие массивы) с абсолютным возрастом, по Г. П. Багдасаряну, в 35—42 млн. лет. По-видимому, примерно аналогичный возраст имеет и крупнейший в Севанской зоне полигенный Далидагский гранитоидный плутон в верховьях р. Тертер (30—50 млн. лет).

В Ордубадском прогибе в верхнем эоцене происходят излияния андезито-базальтовой магмы. Видимо, к предверхнеэоценовому (?) и верхнеэоценовому времени относится внедрение ряда мелких интрузий в северо-западной части этого прогиба, в Даралагезе с тремя последовательными фазами (по Э. Г. Малхасяну) — монцонитовой, диорит-порфиритовой и граносиенитовой.

Вероятно, в конце эоцена началось и в олигоцене продолжалось формирование крупнейшего на Кавказе полифазного Мегри-Ордубадского плутона, занимающего площадь более 800 *км* на территории

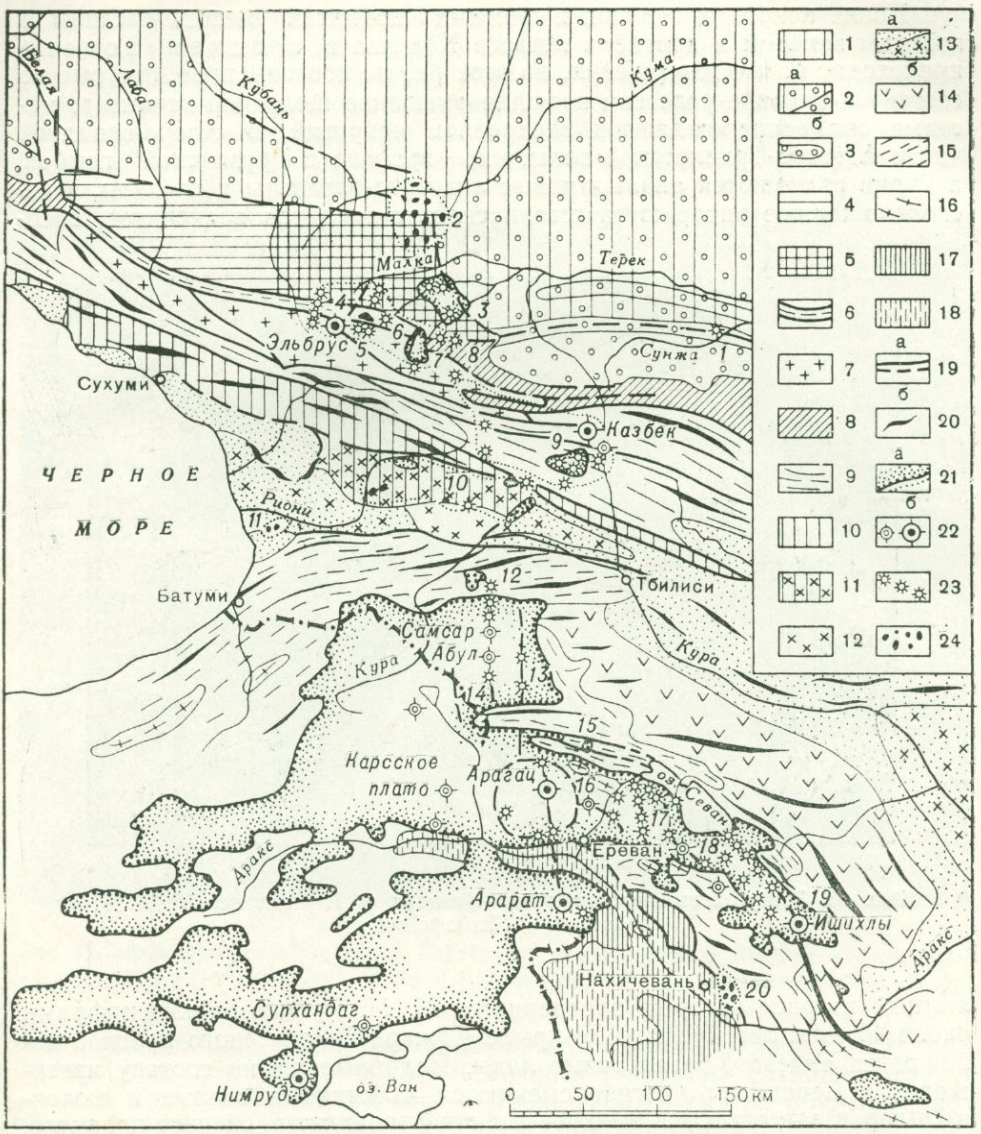


Рис. 44. Положение областей и районов новейшего вулканизма в тектонической структуре Кавказа. Составил Е. Е. Милановский. 1 — эпигерцинская платформа Предкавказья (Ставропольское поднятие); 2 — предкавказские краевые прогибы: а — на платформенном основании; б — на альпийском геосинклинальном основании; 3 — поднятия в краевых прогибах; мегантиклинорий Большого Кавказа: 4 — Лабино-Малкинская моноклинальная зона (втянутая в поднятие Большого Кавказа южная часть эпигерцинской платформы); 5 — ее наиболее приподнятая часть (Малкинское поперечное поднятие); 6 — Тырныаузская шовная зона; 7 — горст-антиклинорий Главного хребта Центрального Кавказа; 8 — северные крылья мегантиклинория на Северо-Западном и Восточном Кавказе; 9 — синклинории и антиклинории, развившиеся из осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа; 10 — структуры, развившиеся из южного крыла геосинклинали Большого Кавказа (Абхазо-Рачинская, Кахетинская зоны); Закавказская межгорная зона: 11 — северная часть срединного массива (Грузинской глыбы) с мезокайнозойским покровом; 12 — Дзирульский выступ срединного массива; 13а — межгорные впадины; 13б — то же, наложенные на центральную часть срединного массива; мегантиклинорий Малого Кавказа; 14 — Сомхето-Кафанская зона (геосинклиналь в J — Cr, геоантиклиналь в Kz). Аджаро-Триалетская и Армянская зоны (срединные

СССР и уходящего далее на юг в Иранский Карадаг (абсолютный возраст его пород по разным определениям измеряется 30—44 млн. лет). По С. С. Мкртчяну и другим, первая фаза интрузий имеет пестрый состав — от ультрабазитов и габбро до кислых (гранодиориты) и щелочных пород (щелочные и нефелиновые сиениты),— на котором отразились ассимиляция магмой пород кровли и явления гибридизма. Вторая и третья фазы образованы породами кислого состава (граносиениты, гранодиориты, порфировидные граниты и др.). С гранитоидами Мегри-Ордубадского плутона и его сателлитов парагенетически связана интенсивная медно-молибденовая и полиметаллическая минерализация. В Талыше вслед за излияниями верхнеэоценовых анальцимовых андезитов и базальтов происходит внедрение мелких тел габбро-тешенитов.

По данным радиологических определений (М. М. Рубинштейн), к позднему эоцену (35—40 млн. лет) можно отнести также внедрение мелких тешенитовых интрузий на Грузинской глыбе в Кутаисском районе. К эоцену же, по-видимому, принадлежат некоторые мелкие интрузии дацитов в зоне «главного надвига» Б. Кавказа, в частности Цурунгальская (48 млн. лет).

В олигоцене — раннем миоцене площадь и интенсивность вулканических проявлений значительно снижаются. Они локализуются в основном на некоторых участках восточной части Малого Кавказа — в Севанском и Ордубадском прогибах — и представлены лавами и пирокластолитами преимущественно андезитового и андезито-базальтового, реже кислого состава. В эту эпоху, возможно, завершается становление некоторых интрузивных массивов в замыкающихся геосинклинальных прогибах Малого Кавказа.

Новое усиление магматической деятельности, имевшей на этот раз субаэральный характер, происходит с конца миоцена в связи с началом интенсивных сводово-глыбовых поднятий Б. и М. Кавказа (рис. 44). В этой последней эпохе магматизма выделяются две главные фазы: миоплиоценовая (главным образом, верхний сармат — мэотис — понт) и позднеплиоцено-четвертичная. В миоплиоцене на участке сочленения северного края поднятия Центрального Кавказа с эпигерцинской платформой, в Минераловодском районе происходит в течение нескольких фаз формирование большой группы гипабиссальных и субэкструзивных тел типа бисмалитов и лакколитов (Бештау, Железная, Змейка, Машук и др.), сложенных кислыми породами повы-

---

массивы и геоантиклинали в J — Cr_1, с наложенными геосинклинальными прогибами в Cr_2—Pg): 15 — синклинории; 16 — антиклинории (выступы палеозойского основания); приараксинская межгорная зона: 17 — выступы палеозойского основания, частично вовлеченные в поднятие Малого Кавказа; 18 — межгорные впадины; 19а — крупнейшие альпийские разломы; 19б — то же, предполагаемые, погребенные и флексуры; 20 — некоторые антиклинории и крупные антиклинали; 21а — районы сплошного развития неогеновых и антропогеновых эффузивных образований; 21б — контуры некоторых районов и областей новейшего вулканизма; 22 — крупнейшие вулканы; 23 — некоторые вулканы и центры извержений; 24 — гипабиссальные и субвулканические образования неогенового возраста.

Цифры на карте обозначают: *1*—Грозненский вулканический район. Эльбрусская вулканическая область: *2* — район Минеральных Вод; *3* — нижне-Чегемский район; *4* — Эльбрус; *5* — Кыртык; *6* — Тырныауз; *7* — Верхний Чегем; *8* — Сурх; *9* — Казбекская вулканическая область; Центрально-Грузинская вулканическая область; *10* — Северный район; *11* — Южный (Гурийский) район. Ахалкалакская вулканическая область; *12* — Боржомский район; *13* — поднятие Мокрых гор; *14* — Ашоцкое поднятие. Армянская вулканическая область (в узком смысле): *15* — Арагацкий район, туфы Памбакской долины; *16* — Мисханское; *17* — Гегамское; *18* — Варденисское; *19* — Карабахское поднятие; *20* — Нахичеванский район

шенной щелочности (по Н. Д. Соболеву, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры). Их абсолютный возраст, по Г. Д. Афанасьеву, определен в 12—30 млн. лет.

На территории Грузинского срединного массива (северная и восточная периферия Дзирульского выступа) и в зонах сочленения его с сооружениями Большого Кавказа (Рача-Лечхумский прогиб) и Малого Кавказа (Гурия) зафиксированы излияния и близповерхностные силлоподобные интрузии базальтов несколько повышенной щелочности.

Очень мощные вспышки лавовых излияний и эксплозивных извержений, давших разнообразные по составу продукты с преобладанием андезитов, наблюдаются в миоплиоцене на Ахалкалакском (годердзская свита) и на Армянском (в узком смысле) вулканических нагорьях («белесоватая» туфогенная свита, вохчабердская свита и ее аналоги). Эти извержения сопровождались возникновением ряда мелких экструзивных тел, а в зоне сочленения поднятия Малого Кавказа с Нахичеванской межгорной впадиной — ряда более крупных субэкструзивных и гипабиссальных массивов (Иландаг, Нагаджир и других) преимущественно андезитодацитового состава типа магматических диапиров и лакколитов (рис. 43) и серии более мелких силло- и дайкообразных тел.



Рис. 45. Потухший вулкан Казбек. Фото Д. Михайлова

Вулканическая активность снижается в среднем плиоцене и вновь усиливается в позднем плиоцене (акчагыле и апшероне), захватив на этот раз также центральный участок горного сооружения Боль-

шого Кавказа. На его северном крыле, в Эльбрусской области, отмечаются неоднократные извержения лав, туфолав и туфов липаритов и липарито-дацитов и формируются небольшие гипабиссальные тела типа лакколитов, штоков, даек того же состава (Эльбрус, Кыртык, Тырныауз, Верхне- и Нижне-Чегемские районы).

Юго-восточнее, в осевой зоне Кавказа — в Казбекской области — вулкан Казбек и ряд других вулканов (рис. 45) извергают в большом объеме продукты преимущественно андезито-дацитового состава. В обеих вулканических областях М. Кавказа верхнеплиоценовые извержения начинаются с излияний долеритовых базальтов и андезитобазальтов и завершаются извержениями андезитов и дацитов и экструзиями липаритов (?).

В антропогене извержения на Б. и М. Кавказе продолжаются в тех же районах, хотя и в меньшем масштабе вплоть до голоцена. На Большом Кавказе неоднократно изливаются лавы преимущественно андезито-дацитового состава, несколько более кислые в Эльбрусской области (до дацитов), где, кроме того, в начале верхнего плейстоцена одновременно в нескольких районах происходит вспышка извержений липарито-дацитовых туфов и туфолав.

На Малом Кавказе в восточной части Армянского вулканического нагорья имеют место излияния андезито-базальтов и андезитов, а в его западной части и на Ахалкалакском нагорье — более кислых лав (до андезито-дацитов и дацитов), которые в районе массива Арагац чередуются с извержениями дацитовых туфолав и туфов типа игнимбритов.

Глава VI

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

В тектоническом, так же как и в геоморфологическом отношении, Кавказ принято подразделять на четыре основные зоны — Предкавказье (платформа и передовые прогибы), складчатое сооружение Большого Кавказа, Закавказскую межгорную депрессию и складчатое сооружение Малого Закавказья. Этого традиционного подразделения, отвечающего тектоническому плану позднеальпийской («молассовой») стадии развития Кавказа, придерживаемся и мы. Но при разработке более детального расчленения было предложено большое количество тектонических схем, сильно различающихся по своей методической основе и конкретному содержанию.

1. Первую группу тектонических карт составляют схемы структурно-фациального районирования (зональности). К их числу принадлежат наиболее ранняя по времени составления широко известная, неоднократно уточнявшаяся схема В. П. Ренгартена (1926, 1941), схемы Л. А. Варданянца (1935, 1947), К. Н. Паффенгольца (1946, 1948) — для всего Кавказа, А. Т. Асланяна (1958) — для Малого Кавказа, Б. Ф. Мефферта (1941), Н. Б. Вассоевича (1937), М. М. Рубинштейна (1949), П. Д. Гамкрелидзе (1957, 1959) — для Грузии, И. Г. Кузнецова (1948, 1951) — для центральной части Большого Кавказа и пр. На этих схемах выделяются зоны, обладающие определенной общностью характера тектонических форм и стратиграфического разреза. В основу схемы Ренгартена положено, в частности, разделение на зоны интенсивно складчатые и пологоскладчатые (последние первоначально назывались плитами), которые вместе с тем различаются по фациальному составу отложений и отчасти по характеру рельефа. Варданянц в одном из вариантов своей схемы учитывал главным образом степень дислокаций и их возраст. Объективно отражая особенности развития отдельных историко-геологических зон, карты подобного типа не выявляют конкретные крупные тектонические формы — антиклинории, синклинории и прочие, для показа которых приходится прибегать к таким несовершенным средствам, как нанесение осей этих структур.

2. Попыткой преодоления этого недостатка явились карты, изображающие расположение конкретных крупных элементов тектонической структуры Кавказа. Первой картой такого рода явилась схема, составленная В. В. Белоусовым (1939), за ней последовали тектоническая карта В. Е. Хаина (1949), своеобразно построенная новая более детальная карта Л. А. Варданянца (1955), карты Л. Н. Леонтьева (1949), А. А. Габриеляна (1956) и Е. Е. Милановского (1956) для Малого Кав-

каза и др. В наиболее мелкомасштабных вариантах карт этого типа контуры крупных тектонических форм показываются условными знаками; на более детальных же картах средством выявления этих форм является картирование структурных ярусов. Карты последнего типа представляют по существу геологические карты, генерализованные и дополненные таким образом, чтобы более выразительно представить тектонические формы, наблюдаемые на поверхности, и крупные этапы тектонического развития области (отраженные в структурных этажах).

Однако специфика исторического развития отдельных тектонических элементов и целых зон, выраженная в типах их разрезов, формациях отложений, особенностях глубинного строения, «стиле» тектонических дислокаций, на подобных картах, в отличие от схем структурно-фациального районирования, передается очень слабо.

3. Наиболее содержательными должны быть тектонические карты, совмещающие выразительность и точный показ структурных форм (современных и по возможности древних) с отображением общих для всей области этапов развития и особенностей строения и истории отдельных тектонических зон или районов.

Авторы «Тектонической карты Азербайджана» (1957) положили в основу тектонического районирования историю движений разных участков территории республики в мезо-кайнозое и отчасти в палеозое. Однако тектоническая зональность не получила на карте должного отражения. Аналогичный упрек следует предъявить и тектонической схеме И. В. Кирилловой и А. А. Сорского (1960).

Другой возможный путь — это путь показа конкретных тектонических элементов с помощью картирования структурных ярусов и подъярусов, каждый из которых изображается неодинаково на всей площади, а несколькими разными знаками, отвечающими определенным типам разреза этого яруса (подъяруса), т. е. разным формациям (или их рядам), свойственным той или иной структурно-фациальной зоне (или району). Этим приемом сочетается геометрически правильное изображение конкретных тектонических форм с раскрытием истории геосинклинальной области в целом и специфических особенностей развития отдельных ее зон и частных структур.

Первой картой большой складчатой области, составленной по этому принципу, явилась тектоническая карта Южного Урала Н. П. Хераскова (1948). В основе тектонической карты (схемы), прилагаемой к данной работе, лежат те же принципы, но ее мелкий масштаб и одноцветность заставили пойти на ряд упрощений — отказаться от повсеместного показа одних и тех же структурных этажей и объединить некоторые из них в отдельных районах, «снять» интрузии и т. п. Однако и в таком схематизированном виде эта тектоническая карта отражает как современную структуру, так и структурно-фациальную зональность Кавказа (рис. 46).

Анализ структуры и развития Кавказа показывает, что на протяжении его длительной истории характер строения отдельных тектонических элементов испытывал существенные изменения и перестройки вплоть до полного обращения. В структуре разных этажей план строения Кавказа оказывается резко различным; поэтому характеристика его структуры по одному какому-либо ярусу была бы явно недостаточной, а описание тектонического строения разных зон по выходящим на поверхность в их пределах различным этажам даст нам крайне эклектическую картину.

Однако наша задача облегчается тем, что весьма многие тектони-

ческие элементы Кавказа, несмотря на неоднократные изменения направления движений и перестройки их структуры, сохраняли на протяжении геологической истории свойственные им индивидуальные черты тектонического развития и свою конфигурацию. Причину этих явлений следует искать в глыбовой природе земной коры в области Кавказа. Изучение закономерностей тектонического развития этой области приводит к представлению о расчленении земной коры в пределах Кавказа на ряд относительно монолитных блоков нескольких порядков, разделенных значительно более узкими, весьма подвижными зонами тектонических швов или глубинных разломов. Последние характеризуются сильной раздробленностью в верхних частях земной коры и, по-видимому, высокой пластичностью в нижних ее частях; среди этих швов соответственно также различается несколько порядков. На протяжении всего доступного изучению периода развития Кавказа, начиная с палеозоя, эти швы являлись важными структурными и фациальными (формационными) рубежами и контролировали ход магматических процессов, но относительная роль отдельных швов (разных направлений) во времени менялась в связи с общими неоднократными перестройками тектонического плана всей Кавказской области.

Таким образом, выделяемые при палеотектоническом анализе Кавказской области структурно-формационные зоны и при анализе современной структуры тектонические элементы представляют разные выражения глыбового строения земной коры на Кавказе.

СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАВКАЗА

Эпигерцинская платформа (плита) Предкавказья

Еще десять лет назад все наши сведения о тектоническом строении Предкавказья основывались лишь на тех скудных данных, которые дает геологическая карта современной его поверхности. На этой карте выходы миоцена обрисовывают Ставропольское поднятие; к западу от него расстилается обширная Азово-Кубанская впадина, покрытая чехлом четвертичных осадков, к востоку — аналогичная Кумско-Терская впадина. Узкая полоса плиоценово-четвертичных образований вдоль Манычей отделяет Ставропольское поднятие от поднятия Южных Ергеней, в осевой части которого на поверхность выступают породы майкопской толщи; это так называемый Манычский прогиб. Наконец, существование выступа суши — Ейского п-ова — давало основание предполагать здесь наличие погребенного поднятия — возможного продолжения Ставропольского (И. О. Брод). Относительно возраста складчатого фундамента Предкавказья высказывались самые различные гипотезы: он считался то докембрийским, то каледонским, то герцинским или киммерийским.

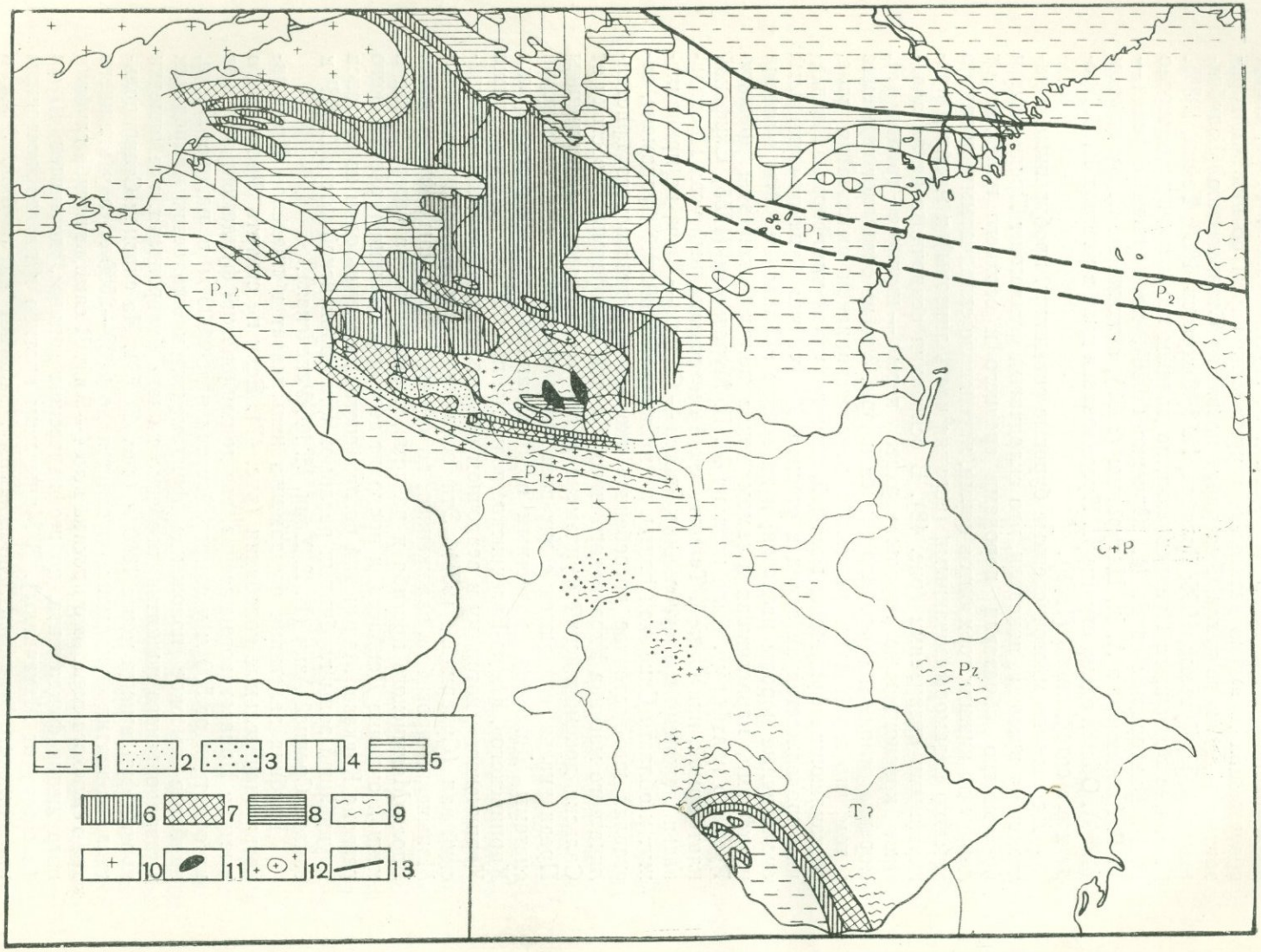
Положение резко изменилось после того, как в Предкавказье были проведены широкие геофизические исследования, из которых наибольшие результаты дала сейсморазведка и опорное бурение по двум профилям — вдоль Азовского и Каспийского побережий. С открытием сначала в Ставрополье, а затем в низовьях Кумы и в районе Ейского п-ова крупных газовых и частично нефтяных месторождений к опорному бурению присоединилось разведочное и эксплуатационное, также давшее важные результаты. В итоге в настоящее время мы уже достаточно хорошо знаем структуру Предкавказья, за исключением отдельных участков с наиболее глубоким залеганием фундамента.

Наиболее полные сводки по структуре поверхности фундамента и его составу принадлежат А. Я. Дубинскому (1958, 1960). Структура

Западного и Центрального Предкавказья, по данным геофизических исследований, освещена в работах М. Р. Пустильникова (1957, 1959), содержащих довольно детальные структурные карты по нижним горизонтам осадочного чехла. Ряд работ посвящен Ставрополью (Голубятников, 1956; Буньков, 1956; Голяков, 1958; Сократов, 1960; Темин, 1958). Строение Восточного Предкавказья, по данным геофизики, рассмотрено Б. Н. Викторовым и Б. И. Юрченко (1956), по данным бурения — А. Г. Алексиным и А. И. Цатуровым (1957), а также М. С. Бурштаром (1960). Общая схема структуры Предкавказья дана в работах И. О. Брода и его сотрудников (1958).

Достаточно многочисленные буровые скважины, пробуренные к настоящему времени, показали, что складчатый фундамент Предкавказья повсеместно образован породами среднего и верхнего палеозоя от девона до нижних горизонтов перми, интенсивно складчатыми, довольно заметно метаморфизованными (верхняя часть эпизоны) и местами пронизанными интрузиями (рис. 48). В основании осадочного чехла залегают красноцветные породы верхней перми — нижнего триаса (?), морские отложения верхнего триаса и юры. Это не оставляет сомнения в том, что перед нами размытая позднегерцинская складчатая зона, составляющая фундамент молодой, эпигерцинской платформы. Последняя продолжается на запад в степной Крым, где бурением вскрыты аналогичные породы палеозоя, и на восток в Закаспий. Эта молодая платформа, нарастившая в самом конце палеозойской эры древнюю Русскую платформу, была названа М. В. Муратовым (1955) Скифской платформой, или плитой. Только самый северо-западный угол Предкавказья, лежащий в треугольнике Ростов — Сальск — Ейск, не принадлежит к области Скифской плиты, а имеет докембрийский фундамент, составляя юго-восточное погребенное окончание Приазовского кристаллического массива Украинского щита Русской платформы. К востоку от Сальска докембрийский фундамент резко погружается, и герциниды Предкавказья сливаются с юго-восточным продолжением герцинской системы Донбасса, известным под названием «погребенного кряжа Карпинского». Южно-Ергенинское поднятие принадлежит к зоне «кряжа Карпинского», которому в осадочном чехле соответствует Доно-Каспийский вал (Сударикова, 1958). Эта зона отделяется от Предкавказья Манычским прогибом, заложенным по крупным разломам в фундаменте. Вдоль Манычского прогиба и разлома, следующего на северо-запад к южной окраине Донбасса, и проходит северная граница геологического региона Кавказа. Манычский разлом составляет лишь один из отрезков крупнейшей зоны глубинных разломов юга европейской части СССР и запада Средней Азии (В. Е. Хаин, Н. Ю. Успенская).

Глубина залегания фундамента испытывает в пределах Предкавказья значительные колебания (рис. 47). Если не считать Ростовского выступа Приазовского массива, где докембрийский фундамент залегает на отметках от 500 *м* у самого Ростова и до 2000 *м* в районе Ейска, наиболее высокое положение фундамента наблюдается в пределах Ставропольского поднятия, особенно на юге Ставрополья, где отметки кровли фундамента менее 1000 *м* (рис. 49, 50). На склонах Ставропольского поднятия фундамент опускается до 2000—2500 *м*, а у внешнего края Терского передового прогиба до 4—5 *км*. В самом прогибе глубина погружения фундамента, по геофизическим данным, достигает 10 *км* (к северу от Махачкалы). В Манычском прогибе и на его восточном продолжении фундамент, по-видимому, залегает на глубине 3 *км* и более, на северном платформенном склоне Терской впадины в полосе


P1
P2
P1?
P1+2
C+P
Pz
T?
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

низовьев Кумы намечается участок несколько повышенного залегания фундамента — Прикумский выступ. Аналогичный выступ — Ейско-Березанский вырисовывается в западном Предкавказье; здесь фундамент поднят до 2 *км* и менее по сравнению с 2—2,5 *км* севернее.

К северу от Ейско-Березанского выступа, между ним и восточным погребенным окончанием Приазовского докембрийского массива, намечается Ейский прогиб — западное окончание полосы периферических прогибов древней Русской платформы. Ейский прогиб кулисообразно подставляется Манычским, отделяясь от него поперечным меридиональным надразломным Сальским валом.

К югу от Ейско-Березанского выступа фундамент погружается до 4 *км* у северной границы Западно-Кубанского передового прогиба и до 8 *км* в осевой части этого прогиба (рис. 51).

Между Ейско-Березанским выступом и Ставропольским сводом намечается Тихорецко-Кропоткинская впадина с глубиной залегания фундамента более 2,5 *км*, а между этим сводом и Прикумским выступом — Чернолесская впадина (фундамент на глубине более 3,5 *км*). Тихорецко-Кропоткинская впадина сливается на юге с Восточно-Кубанским прогибом, окаймляющим Ставропольский свод с юга-запада и отделяющим его от Большого Кавказа.

Переход от поднятий фундамента к впадинам во многих случаях осложняется, по-видимому, разломами. Такие разломы наиболее вероятны по южному и западному обрамлениям Ставропольского свода, обладающего угловатыми очертаниями, по северному и восточному бортам Западно-Кубанского прогиба, по северному борту Терского прогиба. Они возможны также на других участках сопряжения поднятий и впадин.

Существует определенное соответствие между глубиной залегания фундамента и возрастом слагающих его пород. Так, на юге Ставрополья, где фундамент наиболее поднят, он слагается породами девона и пронизан интрузиями гранитоидов. В Западном Предкавказье породы складчатого основания имеют возраст от верхнедевонского до среднекаменноугольного, причем преобладают породы нижнего карбона. На востоке Предкавказья возраст пород фундамента повышается до верхнекарбонового — нижнепермского.

Аналогичное соответствие, несомненно указывающее на унаследованность развития, наблюдается также между глубиной залегания фундамента и возрастом пород основания осадочного чехла, а также стратиграфическим диапазоном отложений последнего. На Ставропольском своде на фундаменте залегают породы верхнего мела, на его склонах и на Ейско-Березанском выступе—верхов нижнего мела. На

Рис. 48. Палеогеологическая карта герцинского (доверхнепермского) фундамента Кавказа и Предкавказья (Предкавказье показано по данным А. Я. Дубинского, 1960): 1 — морские нижнепермские отложения; 2 — континентальные отложения (молассы) перми—среднего карбона Большого Кавказа; 3 — вулканогенно-осадочные образования верхнего — среднего карбона на Грузинской глыбе; 4 — морские отложения верхнего карбона; 5 — морские отложения среднего карбона; 6 — нижний карбон; 7 — девон; 8 — силур; 9 — метаморфические образования и интрузии нижнего палеозоя—протерозоя (?); 10 — кристаллический архейский фундамент Русской платформы; 11 — ультраосновные герцинские интрузии; 12 — гранитоидные герцинские интрузии; 13 — крупнейшие палеозойские разломы

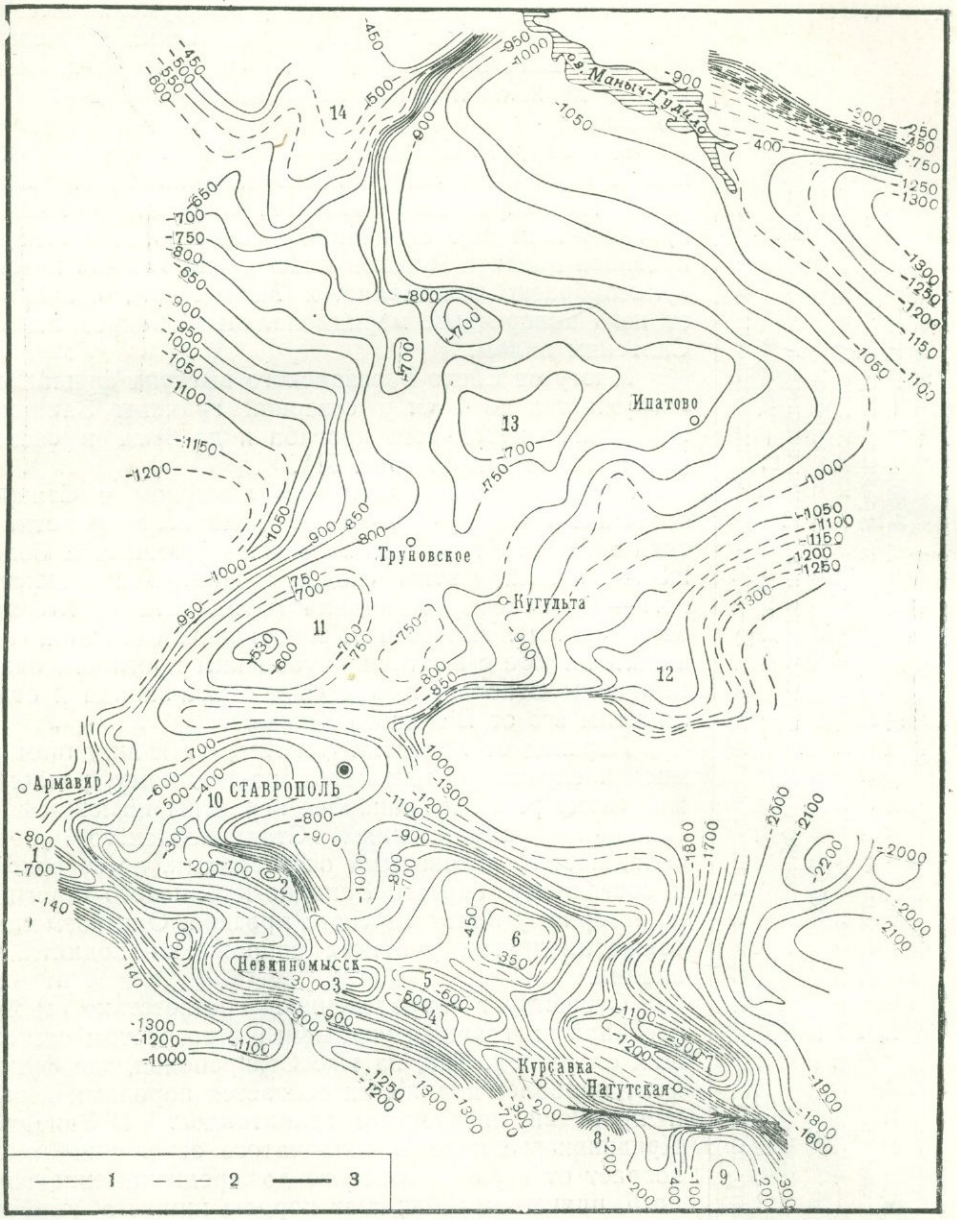


Рис. 49. Структурная карта Ставропольского поднятия по данным сейсморазведки: 1 — изогипсы по I отражающему горизонту (кровля фораминиферовых отложений); 2 — изогипсы по II отражающему горизонту (кровля песчаников нижнего палеогена); 3 — разрывы.

Основные структурные элементы:

1 — Александровская структура; 2 — Надзорненская; 3 — Невинномысская; 4 — Подгорненская; 5 — Дубово-Балковская; 6 — Янкульская; 7 — Северо-Нагутская; 8 — Суркульско-Кумская; 9 — Кумагорская; 10 — Сенгилеевская; 11 — Северо-Ставропольская; 12 — Петровская (Благодарненская); 13 — Кугультинская; 14 — Сальское поднятие

северном склоне Ейско-Березанского выступа появляется неоком, а на его южном склоне нижняя и средняя юра, а также верхний триас (ст. Выселковская). Значительное развитие юры и неокома можно предполагать в Тихорецко-Кропоткинской впадине. В более погруженном Восточном Предкавказье юра пользуется широким распространением, причем не только нижняя и средняя, но и верхняя, пока не отмеченная на западе; только здесь обнаружен пермо-триас.

Складчатость осадочного чехла эпигерцинской платформы Предкавказья типично платформенная. Лишь на юге Ставрополья, в так называемой Невинномысской антиклинальной зоне, наблюдаются относительно резкие, явно надразломные складки, с углами наклона крыльев до 60°. Остальные структуры Предкавказья — это крупные плоские поднятия овальной формы с высотой в несколько десятков метров и длиной в 10—40 *км*. Эти поднятия сочетаются в зоны, обычно кавказского, т. е. ЗСЗ — ВЮВ, направления, и приурочены в основном к отмеченным выше поднятиям фундамента. Так, Ейско-Березанский выступ осложнен двумя такими антиклинальными зонами: северной, или Ясенско-Староминской, и южной, или Каневско-Челбасской, разделенными Копанским прогибом.

В пределах Ставропольского свода кроме Невинномысской антиклинальной зоны различают Благодарненскую (Северо-Ставропольскую) и Кугультинскую зоны. Три зоны выделяются также в области Прикумского выступа. Очень возможно, что эти антиклинальные полосы, как это и предполагает И. О. Брод, протягиваются через все Предкавказье, отражая антиклинальные элементы герцинской складчатости. Однако в пределах крупных поперечных прогибов, окаймляющих Ставрополье,— Тихорецко-Кропоткинского и Чернолесского — эти антиклинальные зоны как бы подавлены благодаря значительному погружению. Унаследованный характер этих структур проявляется в их конседиментационном развитии, прослеживаемом по изменению фаций и мощностей, начиная с нижних горизонтов осадочного чехла.

Наряду с антиклинальными зонами кавказского простирания в Предкавказье наблюдаются цепочки поднятий, ориентированные в поперечном к кавказскому, т. е. близдолготном направлении. Такова цепочка поднятий по западному краю Ставропольского свода, Сальский вал, Березанское поднятие (южное окончание Ейско-Березанского выступа) и некоторые другие структуры. Наиболее вероятно, что они связаны с поперечными разломами фундамента.

Активность развития локальных структур Предкавказья заметно снизилась в неогеново-четвертичное время, благодаря чему они очень слабо выражены в рельефе. Тем не менее тщательный геоморфологический анализ показывает, что большинство этих структур все же проявляется и в морфологии современной поверхности, что указывает на их продолжающийся рост (Чистяков, 1956; Якушева, 1960).

Система передовых прогибов

Между эпигерцинской платформой на севере и мегантиклинорием Большого Кавказа на юге протягивается система передовых прогибов, уходящая на западе в Азовское, а на востоке в Каспийское море. В эту систему входят четыре более или менее самостоятельных прогиба: 1) Западно-Кубанский, 2) Восточно-Кубанский, 3) Терский, 4) Кусаро-Дивичинский. Наиболее типичными и крупными из них являются первый и третий.

Западно-Кубанский прогиб. Этот прогиб на востоке замыкается поперечной системой поднятий Березанского вала и Адыгейского (Майкопского) выступа, а на западе широко открывается в Азовское море. Его продолжением в Крыму служит Индольский прогиб Восточного Крыма; вместе с последним он образует единый для Восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа Индоло-Кубанский прогиб (Муратов, 1955). Вместе с тем Западно-Кубанский прогиб занимает южную, наиболее погруженную часть Азово-Кубанской впадины; он отделяется от ее северной, платформенной части Тимашевской ступенью фундамента, лежащей, вероятно, на продолжении Невинномысского разлома.

В центральной части прогиба, несколько ближе к его южному борту, проходит почти невыраженная в рельефе Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона, которая подразделяет прогиб на две впадины: более северную и широкую Славянскую и более южную и узкую Адагумскую. Славянская впадина имеет платформенное основание; она развилась на платформенном прогибе, выполненном отложениями верхнего триаса, нижней и средней юры и полным разрезом мела и палеогена. На фоне очень пологого, почти горизонтального залегания слоев в ней наблюдаются плоские поднятия расплывчатых очертаний.

Антиклинали Анастасиевско-Краснодарской зоны проявлены значительно более резко: наклон крыльев достигает 10—12°. Наиболее западное звено этой зоны — Курчанская антиклиналь — представляет собой уже складку диапирового строения с ядром из майкопских глин.

В основании Адагумской впадины залегает мощная толща майкопских отложений и нижнепалеогенового флиша; ниже ее разрез носит платформенный характер. В южном крыле Адагумской впадины, а вместе с ней и всего Западно-Кубанского прогиба складчатость приобретает довольно напряженный характер; развитые здесь многочисленные брахиантиклинальные поднятия объединяются А. Н. Шардановым и В. П. Пекло (1959) в два антиклинальных пояса: северный, или Калужский, и южный, или Азовский. Северный пояс зарождается на меридиане Горячего ключа и протягивается к западу в виде довольно пологих поднятий, западнее Крымска приобретающих диапировое строение вследствие возросшей мощности пластичной майкопской толщи и перекрывающих ее отложений. Южный пояс на востоке от Хадыженска представлен брахиантиклиналями меловых слоев, погребенными под трансгрессивным и моноклинальным палеогеном. Между Хадыженском и Горячим ключом в его пределах развиты узкие и длинные поднятия с верхним мелом в ядре и палеогеном на крыльях; еще дальше к западу, между станицами Северской и Абинской, структура приобретает очень сложный характер: здесь наблюдаются резко опрокинутые к северу складки верхнего мела и нижнего палеогена, перекрытые моноклинально падающей к северу майкопской серией, дальше в глубь прогиба изгибающейся в складки Калужского пояса. К западу от Крымска складки Азовского пояса также приобретают диапировый характер; на фоне относительно крупных, сильно удлиненных брахиантиклиналей выделяются небольшие купола диапирового строения, еще недавно, до проведения детальных геофизических исследований принимавшиеся за самостоятельные структуры.

Сложное строение узкой полосы, пограничной между Западно-Кубанским прогибом и поднятием Большого Кавказа, наводит на мысль о связи этой полосы с глубинным разломом [1]. Действительно, она нахо-

[1] Такой разлом под названием Ахтырского предположительно устанавливается здесь А. Н. Шардановым (1960).

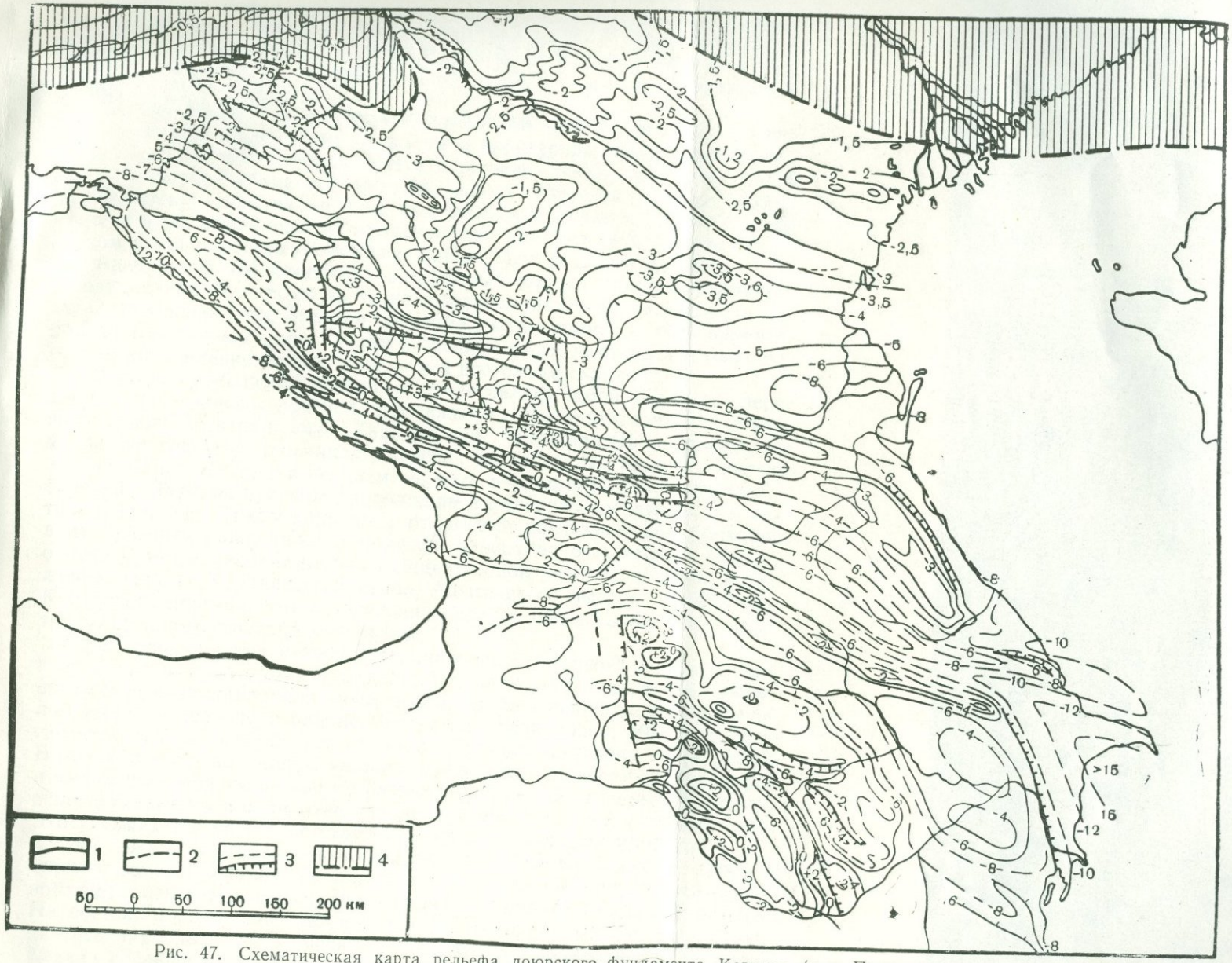


Рис. 47. Схематическая карта рельефа доюрского фундамента Кавказа (для Предкавказья использованы данные А. Я. Дубинского); 1 — стратоизогипсы кровли доюрского фундамента в километрах; 2 — то же, проведенные предположительно; 3 — главнейшие разломы—установленные и предполагаемые; 4 — дорифейская Русская платформа и ее южная граница

Зак. 287. 218—219

дится на продолжении важнейшей шовной зоны Центрального Кавказа — Тырныауз-Пшекишской зоны. В этой полосе в поздней юре и мелу происходила смена флишевых фаций на нефлишевые, развивались рифы и кордильеры.

Структура Западно-Кубанского прогиба в целом впервые установлена по данным геофизических исследований М. Р. Пустильниковым (1955); его южный борт подробно описан Е. А. Щерик (1959) и особенно А. Н. Шардановым и В. П. Пекло (1959) и А. Н. Шардановым (1960).

Адыгейский выступ и Восточно-Кубанский прогиб. Эти две крупные структуры также были выявлены и оконтурены лишь в результате геофизических исследований (Пустильников, 1955), хотя восточная часть Восточно-Кубанского прогиба давно известна под названием Беломечетской синклинали. Она отчетливо выступает на геологической карте в виде выполненного миоценом прогиба между Ставропольским сводом и моноклиналью северного склона Центрального Кавказа.

Адыгейский (Майкопский) поперечный выступ слабо проявляется в современной структуре, но четко вырисовывается по палеогену и мелу. Осложняющие его пологие поднятия платформенного типа ориентированы в широтном направлении в средней части выступа и в близдолготном направлении на юго-западном и восточном склонах.

Восточно-Кубанский прогиб не представляет собой типичного передового (предгорного) прогиба, что связано с его примыканием к северному склону Центрального Кавказа, не испытавшего в альпийском цикле настоящего геосинклинального развития. Восточно-Кубанский прогиб замкнулся уже в верхнем сармате в то время, как Западно-Кубанский и Терский прогибы продолжали интенсивно погружаться в мэотисе и плиоцене. Таким образом, в отличие от последних двух прогибов, в нем развита лишь нижняя моласса, а верхняя отсутствует. Следует отметить, что в миоцене не было существенной разницы в темпе погружения Западно-Кубанского прогиба, Адыгейского выступа и Восточно-Кубанского прогиба, что и обусловило слабое обособление этих структур по верхнему структурному этажу.

Как северное, так и южное ограничения Восточно-Кубанского прогиба связаны с разломами. Северный разлом проходит вдоль Невинномысской антиклинальной зоны; о нем мы уже говорили. Южный разлом выявлен недавно в районе Черкесска (Безбородов, 1958) и протягивается отсюда, вероятно, к станице Каменномостской на р. Белой. В обоих пунктах под моноклинально падающими к северу верхней юрой и мелом установлено резкое по разрыву погружение к северу палеозойского фундамента и появление довольно мощной нижней и средней юры. Это указывает и на соответствующее время заложения прогиба.

На южном крыле и в осевой зоне Восточно-Кубанского прогиба сейсморазведкой обнаружен ряд пологих поднятий чисто платформенного типа; некоторые из них делят прогиб на ряд обособленных впадин. На востоке прогиб замыкается в районе Минеральных Вод, где проходит ось наибольшего поперечного поднятия Кавказа и где Большой Кавказ сочленяется со Ставропольским сводом посредством пологого седла, так называемого Минераловодского выступа.

Терский (Терско-Каспийский прогиб). Терский прогиб зарождается к востоку от Георгиевска, отделяясь от Минераловодского поднятия системой поперечных разломов палеозойского фундамента, выраженных в осадочном чехле флексурами. Осевая полоса прогиба следует вдоль нижнего течения р. Терека на его широтном отрезке и далее к устью

Сулака. Она ограничена с севера уступом, выявленным геофизическими исследованиями.

К югу от этой впадины, в центральной части Терского прогиба, в зоне наибольших мощностей миоцена, протягиваются две крупные широтные антиклинальные зоны — Терская и Сунженская, орографически выраженные одноименными Передовыми хребтами и разделенные Алханчуртской синклинальной депрессией. Эти поднятия возникли на продолжении той же зоны разломов Центрального Кавказа — Тырныаузской зоны, которая определила собой положение южного борта Западно-Кубанского прогиба. В виде, близком к современному, они были оформлены предакчагыльскими и предбакинскими движениями, но появление их, несомненно, относится к значительно более раннему времени, а активное поднятие продолжалось и после плиоцена до современной эпохи включительно.

Обе антиклинальные зоны состоят из ряда четковидно или кулисообразно сменяющих друг друга узких и вытянутых брахиантиклинальных складок, размытых большей частью до низов миоцена. Складки имеют в профиле либо гребневидную, либо сундучную с прогнутым сводом форму, с ядром, выдвинутым вверх по наклонным навстречу друг другу и сходящимся в глубине разрывам типа взбросов или надвигов; местами получается довольно значительное перекрытие, способствовавшее сохранению залежей нефти в среднемиоценовых слоях лежачих крыльев надвигов. Как показало бурение, эта сложная структура резко упрощается в подошве пластичной майкопской толщи, сменяясь в нижнем палеогене и мелу пологими, иногда сундучными антиклиналями, не осложненными разрывами (однако весьма возможно, что их развитие определялось глыбовыми движениями в палеозойском фундаменте). Таким образом, и здесь, как на Кубани и, как увидим дальше, в приморском Дагестане, нагнетание пластичных майкопских глин в своды складок придало последним в вышележащих слоях форму диапировых или близких к ним структур (рис. 52).

Как уже указывалось, с севера поднятия Передовых хребтов ограничиваются глубоким Притеречным «рвом», представляющим зону максимальных мощностей плиоценовых и четвертичных отложений. На юге довольно широкая депрессия, также выполненная мощным плиоценом и антропогеном, отделяет эти поднятия от моноклинали Черных гор, осложненной пологими гемиантиклинальными перегибами. Наиболее крупный из них разделяет эту депрессию на две брахисинклинальные впадины — Осетинскую и Чеченскую. На западе Терская и Сунженская антиклинальные зоны погружаются, причем Сунженская зона сливается через пологое седло с Аргуданским выступом северного крыла мегантиклинория Большого Кавказа. К северу от него располагается самая западная часть Терского передового прогиба, получившая название Кабардинской впадины. На востоке поднятия Передовых хребтов также теряют свою обособленность в области общего поперечного поднятия северо-восточного крыла Большого Кавказа, так называемого Дагестанского клина.

По другую сторону последнего, в полосе третичных отложений приморского Дагестана, образующей юго-западное крыло Среднекаспийской впадины, продолжающей Терский прогиб, прослеживаются две антиклинальные зоны северо-северо-западного — юго-юго-восточного простирания, известные под названием Западной и Восточной антиклинальных зон. Они состоят из цепочек четковидно расположенных брахиантиклиналей, в общем, довольно пологих, формы, близкой к сундуч-

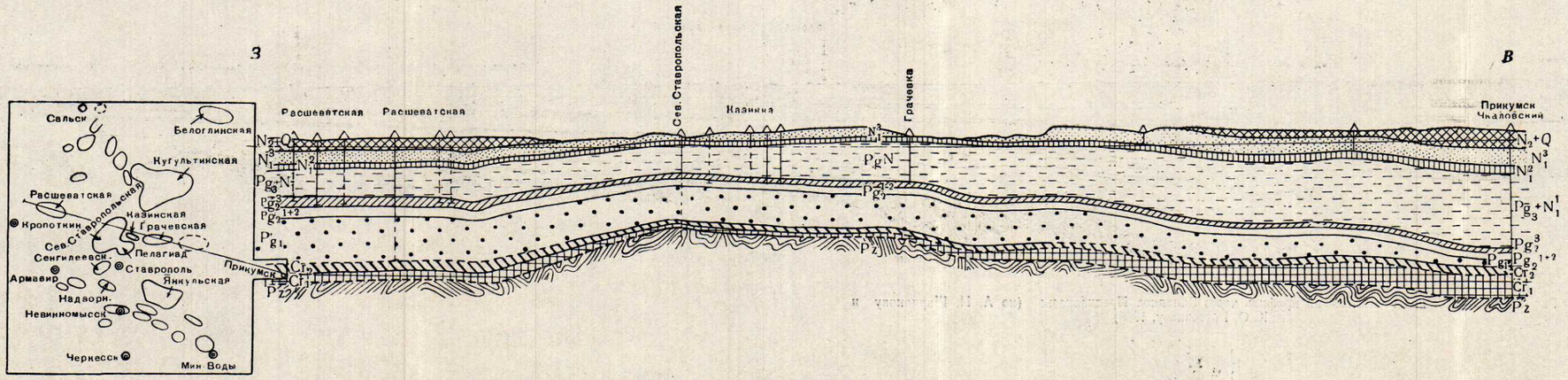


Рис. 50. Схематический геологический профиль через Ставропольское поднятие по линии Ново-Александровская — Прикумск (по Л. С. Темину)

Зак. 287. 220—221

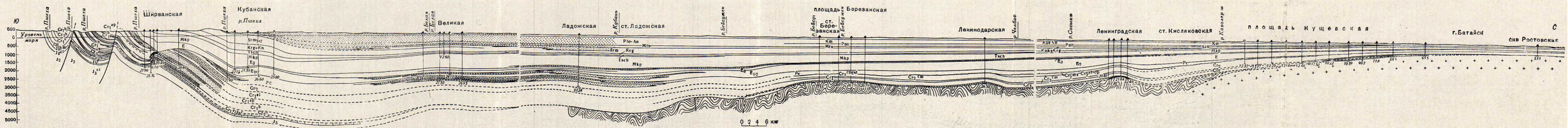


Рис. 51. Схематический геологический профиль через Западное Предкавказье (по А. Н. Шарданову и К. О. Ростовцеву, 1959)

ной, с относительно более крутыми западными крыльями, осложненными разрывами типа взбросов или крутых надвигов. Как и в третичных складках Кубани и Передовых хребтов Северо-Восточного Кавказа, здесь наблюдается заметная дисгармония с упрощением в структуре, затуханием разрывов и некоторым смещением сводов ниже майкопской толщи.

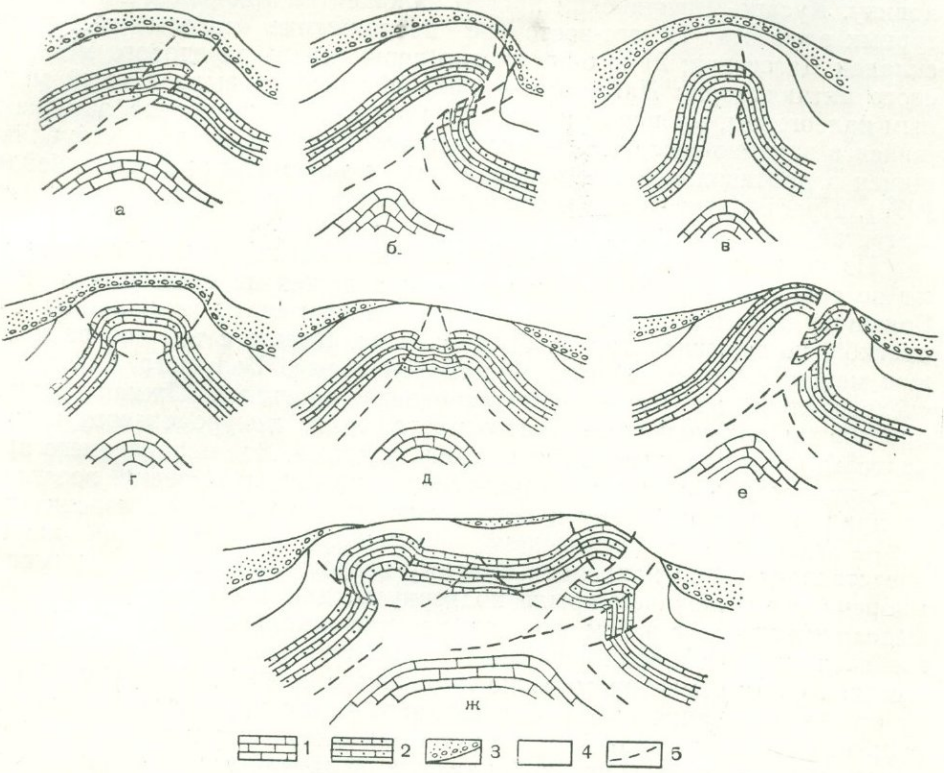


Рис. 52. Формы складок в Передовых хребтах Терско-Сунженской нефтяной области (по М. С. Бунькову): а — Правобережное поднятие (Аду-Юрт); б — Старогрозненская брахиантиклиналь; в — Новогрозненская брахиантиклиналь; г — Самашкинский участок Сунженской антиклинали; д — Серноводский участок Сунженской антиклинали; е — Горячеисточненский участок Терского антиклинория; ж — Вознесенский участок Терского антиклинория.
1 — известняки и мергели верхнемелового и палеоцен-эоценового возраста; 2 — переслаивающиеся песчаники и глины чокракско-караганской толщи; 3 — галечники, пески и глины плиоцена; 4 — сланцы юры и нижнего мела, глины майкопа, нижней части чокракского горизонта, сармата и мэотиса; 5 — линии разрывов

Первые признаки развития складок приморского Дагестана появляются еще на границе нижнего и верхнего мела (частичный размыв альба); они проявляются более заметно в начале палеогена, но основной период формирования складок приходится на средний плиоцен; подвижки по разрывам продолжаются вплоть до антропогена. Синклинальная депрессия, разделяющая антиклинальные зоны приморского Дагестана, шире их и построена более спокойно.

Основными работами по тектонике третичных предгорий Северо-Восточного Кавказа являются работы И. О. Брода, В. Д. Голубятникова (по Дагестану) и Н. Ю. Успенской. Ценным дополнением к ним слу-

жат опубликованные в последнее время работы учеников И. О. Брода— М. С. Бунькова, П. Н. Куприна и Д. В. Несмеянова, основанные на новейших материалах.

Кусаро-Дивичинский прогиб. Это наиболее восточное звено в системе передовых прогибов Большого Кавказа, расположенное к востоку от нижнего течения Самура, оформилось в среднем плиоцене в виде заливообразной депрессии, открывающейся в Среднекаспийскую котловину. Кусаро-Дивичинский прогиб наложен на три различных структурных элемента: 1) юго-восточное продолжение полосы третичных складок Дагестана; 2) юго-восточную периклиналь передового мезозойского антиклинория Дагестана — Уллучайского; 3) выполненный мощным палеогеном, миоценом и понтом узкий Кубинский прогиб, замыкающийся в западно-северо-западном направлении к Самуру и углубляющийся в противоположном направлении, к морю (Хаин и Ахмедбейли, 1957). Простирание всех этих структурных зон, в отличие от южного Дагестана, почти широтное.

Из сказанного видно, что Кусаро-Дивичинский прогиб смещен на юг по сравнению с Терским и частично наложен на складчатую зону Большого Кавказа. Это придает ему некоторые черты периклинального прогиба, по терминологии Н. П. Хераскова. Вместе с тем он расположен между платформой и юго-восточной частью Большого Кавказа и, следовательно, все же является передовым прогибом. Южная граница прогиба на большей части своего протяжения приурочивается к зоне длительно развивавшегося Сиазанского разлома. Вдоль последнего происходит выклинивание ряда горизонтов палеогена и миоцена, несогласно прилегающих к узкому и крутому поднятию меловых и юрских пород — Тенгинско-Бешбармакскому антиклинорию. Сиазанский разрыв представляет собой наклоненный к югу взброс; отложения палеогена и миоцена в его лежачем крыле подвернуты, далее к северу постепенно выполаживаются, а затем переходят в синклиналь и узкую и длинную гребневидную Кайнарджинскую антиклиналь. Последняя развивается в осевой части отмеченного выше Кубинского прогиба. К северу и западу от нее отложения среднего и верхнего плиоцена залегают моноклинально, образуя на западе Кусарскую наклонную равнину, но под этой моноклиналью погребено продолжение Уллучайского антиклинория (Кусарский выступ с залеганием сармата на аалене) и антиклинальных зон приморского Дагестана. Эти складки приобретают здесь широтное направление и дают еще несколько ундуляций, в общем, погружаясь к востоку.

Мегантиклинорий Большого Кавказа

Мегантиклинорий Большого Кавказа представляет грандиозное складчато-глыбовое сооружение, протянувшееся прямолинейно с ЗСЗ на ВЮВ на 1300 *км* при ширине до 100—200 *км*. В продольном направлении оно распадается на четыре основных сегмента, отличающихся как орографически (по ширине и высоте), так и по тектонической структуре и истории; это узкие, слабо приподнятые и веерообразно построенные сегменты Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа, испытывавшие на протяжении альпийского этапа самые значительные и устойчивые опускания, и более широкие, приподнятые и резко асимметричные сегменты Восточного и особенно Центрального Кавказа, разделенные суженным участком на меридиане Военно-Грузинской дороги. По этим сегментам мы и опишем структуру Большого Кавказа.

Наиболее тектонически и орографически приподнятым сегментом мегантиклинория является **Центральный Кавказ,** расположенный в зоне главного Транскавказского поперечного перегиба (рис. 54). Амплитуды опускания в течение альпийского (а возможно, и палеозойского) этапа развития Кавказа здесь были наименьшими, а поднятия проявились наиболее рано и достигли максимальной силы. Благодаря относительно высокому положению жесткого палеозойского фундамента Кавказа, выходящего здесь на поверхность или залегающего на небольшой глубине, в этом секторе Кавказа отчетливо проявляется его глыбовое строение (рис. 53) и выступают системы продольных глубинных разломов (тектонических швов) субширотного и северо-западного направлений, а также ряд крупных глубоких нарушений поперечного, субмеридионального простирания, создающих поперечную ступенчатость сооружения Центрального Кавказа, особенно четко выраженную на его северном крыле. Мегантиклинорий в пределах Центрального Кавказа, как уже говорилось, построен резко асимметрично: если к северу от центрального палеозойского ядра мезозойские отложения относительно маломощны и образуют пологую моноклиналь, то на южном крыле они отличаются большой мощностью и слагают сложную складчатую структуру.

Структуре Центрального Кавказа посвящены работы Л. А. Варданянца (1955), И. Г. Кузнецова (1951), С. С. Кузнецова (1956), Е. Е. Милановского (1959). Тектоника северо-западной части Центрального Кавказа выяснена главным образом В. Н. Робинсоном, строение северо-восточного крыла охарактеризовано М. В. Муратовым (1948) и Д. С. Кизевальтером (1948), восточного Осетинского участка—Л. А. Варданянцем, Г. Д. Ажгиреем (1949, 1951) и др. Интересные новые данные по структуре кристаллического ядра Центрального Кавказа получены Е. А. Долгиновым (1958). Тектоническая характеристика южного крыла мегантиклинория, данная Б. Ф. Меффертом («Геология СССР», 1941, т. X) и И. Г. Кузнецовым (1951), во многом дополнена и переработана исследованиями грузинских геологов П. Д. Гамкрелидзе, Е. К. Вахания и другими и недавно уточнена В. И. Славиным.

Самую северную часть мегантиклинория Центрального Кавказа занимает Лабино-Малкинская зона (Северокавказская моноклиналь), имеющая четко выраженную двухъярусную структуру, близкую к платформенной, состоящую из палеозойского складчатого фундамента и полого залегающего мезо-кайнозойского чехла. В строении палеозойского фундамента зоны отчетливо выделяются три поперечных участка. Наиболее приподнятый восточный участок — Малкинское поперечное поднятие — сложен нижнепалеозойскими кристаллическими сланцами, разделенными на два частных поднятия неглубоким широтным Хасаутским прогибом, выполненным слабо метаморфизованным силуром. К прогибу приурочен крупный массив среднепалеозойских гипербазитов, а поднятия к северу и к югу от Хасаутского прогиба прорваны верхнепалеозойскими гранитными батолитами. Малкинское поперечное поднятие представляет участок наиболее ранней консолидации типа срединного массива в пределах Северокавказской герцинской геосинклинали. Средний поперечный участок — Кубано-Зеленчукский прогиб, напротив, глубоко опущен и сложен довольно сильно дислоцированными толщами среднепалеозойских метаморфизованных образований, несогласно перекрытыми мощным комплексом верхнепалеозойских моласс (C_2 — P). Молассы выполняют несколько глубоких наложенных впадин (Аксаутская, Урупская),

разделенных брахиформными поднятиями в южной половине этого участка. Северная его половина, по-видимому, относительно приподнята. Западный поперечный участок — Лабинское поднятие — вновь относительно приподнятый, хотя и в меньшей степени, чем Малкинский, сложен толщами среднего или нижнего (?) палеозоя, наиболее глубоко метаморфизованными в южной части Лабинского поднятия, где эти толщи пронизаны среднепалеозойскими доорогенными интрузиями уруштенского комплекса.

На палеозойском складчатом фундаменте несогласно залегает относительно маломощный (1—2,5 *км*) альпийский чехол из осадков юры, мела и низов палеогена (в самой западной части зоны — также и триаса) субплатформенного типа. Низы разреза (терригенные породы лейаса — доггера, а также триас) местами, особенно в западной части зоны, нарушены небольшими сбросами и пологими брахискладками. Как видно из рис. 53, на общем фоне весьма пологого (5—15°) моноклинального падения альпийского чехла к северу, в его структуре намечаются те же поперечные участки, что и для палеозойского фундамента (хотя и с некоторым смещением их границ): наиболее приподнятый особенно в своей южной части (до+3 *км*) Малкинский, менее приподнятый Лабинский, а между ними наиболее относительно опущенный Кубанский, в пределах которого развита очень мощная (до 1 *км*) угленосная толща плинсбахского яруса, сокращающаяся до нескольких десятков метров, и даже до 0 *м* на Малкинском поперечном участке. Интересно, что только в пределах Кубанского поперечного прогиба развиты вулканогенные толщи среднего карбона, перми и среднего лейаса. На крайнем западе и востоке зоны выделяются еще два небольших наиболее опущенных участка.

Надо отметить, что по разным горизонтам альпийского чехла структура Лабино-Малкинской зоны резко различна. Так, в доверхнеюрской структуре относительно опущенной является западная и юго-западная часть зоны, а северо-восточная представляет крупное поднятие (Минераловодский выступ), где лейас и доггер отсутствуют, а мальм крайне сокращен. Напротив, в структуре нижнего и большей части верхнего мела (кроме его верхов) северо-восточный, Минераловодский, участок наиболее опущен.

На протяжении большей части альпийского этапа Лабино-Малкинская зона принадлежала южной части эпигерцинской платформы Предкавказья. Лишь в конце этого этапа, в неогене, она была вовлечена в воздымание Большого Кавказа, что сопровождалось в миоплиоцене, верхнем плиоцене и антропогене проявлениями кислого и отчасти щелочного магматизма по разломам, обрамляющим с разных сторон наиболее приподнятый восточный (Малкинский) участок зоны.

Лабино-Малкинская зона со всех сторон ограничена крупными разломами и представляет резко обособленный блок. С севера, со стороны Восточно-Кубанского прогиба, Лабино-Малкинская зона на значительном протяжении ограничена Черкесским разломом, проявлявшим активность в юре, когда эта зона была приподнята по нему более чем на 0,8 *км*, а также в позднем кайнозое, когда в чехле мезокайнозойских осадков над разломом возникла пологая флексура. Как уже говорилось, этот разлом выявлен пока в междуречье Кубани — Б. Зеленчука и на западе, в бассейне р. Белой. Система ступенчатых длительно развивавшихся поперечных разломов — Цицинского и Курджипского — ограничивает Лабино-Малкинскую зону с запада, а крупный поперечный флексурообразный перегиб, очевидно, отражающий меридиональ-

ные разломы в фундаменте,— с востока, где Лабино-Малкинский блок сменяется Кабардинской краевой впадиной.

С юга Лабино-Малкинская зона граничит с Тырныауз-Пшекишской шовной зоной, служившей на большей части альпийского этапа северной границей геосинклинальной области (рис. 55). Характернейшей особенностью этой чрезвычайно узкой (от 5—10 *км* в западной части и до 2—3 *км* в восточной) и сложно построенной зоны является наличие ограничивающих и местами рассекающих ее вертикальных и крутых продольных разломов, сопровождающихся разновозрастными (от Pz_2 до Q) интрузиями и эффузиями разного состава. По этим разрывам, неоднократно омолаживавшимся на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя, происходили значительные дифференциальные перемещения смежных блоков, нередко с изменением знака движений во времени. Эти тесно сближенные разломы, по-видимому, служат поверхностным выражением единого крупнейшего глубинного разлома или тектонического шва (краевого шва в мезозое — палеогене).

В строении Тырныауз-Пшекишской шовной зоны участвуют очень мощные интенсивно смятые толщи палеозойских отложений, перекрытые на многих ее участках сильно дислоцированными, более мощными, чем в Лабино-Малкинской зоне и уже вполне геосинклинальными отложениями лейаса и отчасти доггера. На разных поперечных отрезках Тырныауз-Пшекишской зоны, лежащих к югу от отмеченных выше участков Лабино-Малкинской зоны, ее строение оказывается существенно различным. В структуре палеозойских образований зона в целом представляет узкий грабен или грабен-синклинорий. В западной части зоны он выполнен толщами нижнего — среднего (?) палеозоя, перекрытыми молассами верхнего палеозоя (главным образом перми). На среднем участке зоны, к югу от Кубано-Зеленчукского поперечного прогиба Лабино-Малкинской зоны мощность верхнепалеозойских моласс особенно возрастает. Наиболее узкая восточная часть Тырныаузской зоны сложена в основном отложениями нижнего палеозоя и девона, несогласно перекрытыми красноцветами перми в южной подзоне, и очень мощными толщами нижнего карбона — в северной подзоне.

В альпийской структуре зоны выделяются 5 поперечных участков. Наиболее западный — Белореченский, заключенный между погруженными западными участками смежных зон,— приподнят (Пшекишская горст-антиклиналь); следующий к востоку — Лабинский, заключенный между выступами палеозоя смежных зон,— сильно опущен (выполненная мощным лейасом Загеданская грабен-синклиналь); затем следует приподнятый, сложенный палеозоем участок Тырныаузской зоны, причленившийся к зоне Главного хребта и отделенный на севере крупным альпийским разломом от опущенного Кубанского участка Лабино-Малкинской зоны.

К югу от Малкинского поперечного поднятия в альпийской структуре Тырныаузской зоны выделяется очень узкий широтный горст (между Малкой и Чегемом), обрамленный с обеих сторон также весьма узкими грабен-синклиналями, выполненными лейасом. Горст этот прорван в средней части Эльджуртинским гранитным массивом (Cr_2?) и мелкими субвулканическими телами плиоценовых липаритов. С запада и с востока этот поперечный участок ограничен глубокими поперечными разломами, уходящими на север и на юг в смежные тектонические зоны.

На востоке этого участка, в бассейне р. Чегем, структура и распределение фаций нижней и средней юры отличается, по данным Д. И. Па-

нова, исключительной сложностью, свидетельствующей о наличии нескольких узких блоков или пластин фундамента, испытывавших в лейасе и доггере резко дифференциальные, изменчивые по знаку движения.

К востоку от р. Чегем происходит общее погружение палеозойского фундамента Тырныаузской и смежных зон под чехол мезозойских и кайнозойских образований. Однако в нем на продолжении разломов Тырныаузской зоны выделяется асимметричная антиклиналь, которая, погружаясь к востоку, переходит в Аргуданский структурный «нос», вдающийся между Кабардинской и Осетинской краевыми впадинами Терского передового прогиба. На востоке его подставляет Кабардино-Сунженское поднятие, которое, по-видимому, также лежит на продолжении Тырныаузского шва.

Расположенный южнее горст-антиклинорий Главного хребта, развившийся в пределах северной краевой зоны геосинклинали Большого Кавказа, играет в современной структуре Центрального Кавказа роль осевого поднятия. Он сложен кристаллическими сланцами и гнейсами нижнего и, может быть, местами низов среднего палеозоя, на значительных пространствах замещенными гранитоидами средне- и верхнепалеозойского возраста. В последних нередко выявляется реликтовая складчатая структура древних метаморфических пород, подвергшихся впоследствии гранитизации (Г. М. Заридзе, А. М. Демин). В восточной части горст-антиклинория имеются небольшие верхнепалеозойские тела гранитоидов. В плане горст-антиклинорий имеет форму несколько неправильного параллелограмма, ограниченного глубокими расколами двух направлений — широтного и западно-северо-западного, из которых последнее наследует простирание нижне-среднепалеозойских складчатых структур. К разломам западно-северо-западного простирания приурочены узкие (от нескольких сот метров до нескольких километров), местами скошенные к югу приразломные грабены и грабен-синклинали, выполненные несогласно залегающими на фундаменте метаморфизованными породами лейаса (Архызско-Клычская, Адылсуйская, Штулу-Харесская). Они расчленяют горст-антиклинорий на 4 кулисообразно расположенных блока: два наиболее крупных и высоко приподнятых в центре — Тебердинский и Балкаро-Дигорский — и два более узких и менее глубоко денудированных Софийский (на северо-западе) и Осетинский (на юго-востоке). Разломы, ограничивающие все эти блоки с юга, имеют, по крайней мере в своих верхних частях, характер надвигов, которые нередко объединяются под названием «Главный надвиг Б. Кавказа». Тенденция к надвиганию кристаллических масс к югу (или к их гравитационному расползанию в эту сторону при поднятии — по Е. А. Долгинову, 1959) максимально проявляется к югу от истоков Кубани, на междуречье истоков Кодори и Ингури, где надвиг кристаллического фундамента Тебердинского блока переходит в Штавлерский покров с горизонтальным перемещением порядка 15 *км*. Наиболее молодые подвижки в зоне «главного надвига», судя по абсолютному возрасту приуроченных к нему и «залечивающих» его мелких интрузивных тел (Кароби, 80 млн. лет, Цурунгал, 48 млн. лет) имеют верхнемеловой или палеогеновый возраст.

Балкаро-Дигорский блок в своей северной части ограничен с запада и востока глубокими поперечными разломами северо-северо-восточного простирания, проникающими в зону Главного хребта из Тырныаузской зоны. К этим поперечным разломам приурочены наиболее мощные на Большом Кавказе плиоцено-четвертичные вулканические массивы — Эльбрусский и Верхнечегемский.

Верхнеплиоценовые липариты, образующие Верхнечегемский вулканический массив, слагают тектоно-вулканическую брахиформную впадину северо-северо-восточного простирания глубиной до 1,5—2 *км*, наследующую более древнюю брахисинклиналь, выполненную породами юры. Проседание плиоценовых эффузивов под центральной частью вулкана отмечается и на Эльбрусе.

К сильно раздробленной поперечными и продольными разломами восточной части Балкаро-Дигорского блока кристаллических пород с северо-востока примыкает по системе подставляющих друг друга разрывных нарушений зона северо-восточного крыла горст-антиклинория Главного хребта. Она представляет собой довольно крутую моноклиналь пород юры и мела, переходящую к северо-востоку в Осетинскую передовую впадину.

Следует отметить, что там, где горст-антиклинорий Главного хребта на своих западных и восточных окончаниях испытывает поперечное погружение, роль осевых поднятий Большого Кавказа переходит к кулисно подставляющим их с юга структурам, возникшим инверсионным путем в осевой части геосинклинали.

К югу от «главного надвига» располагаются структуры, развившиеся из осевой, наиболее глубоко и длительно погружавшейся зоны Большого Кавказа — зоны эвгеосинклинали южного склона (или Сванетской зоны). Эта зона максимально сужена (до нескольких километров) и приподнята на своем среднем участке и постепенно расширяется и углубляется к западу и к востоку от него. Она сложена метаморфизованными толщами среднего палеозоя — лейаса, а также верхнемезозойским флишем, смятым в сильно сжатые, нередко опрокинутые и чешуйчато надвинутые к югу изоклинальные складки. Характерная черта описываемой зоны, особенно ее осевой части,— отсутствие регионального перерыва и несогласия между герцинским и альпийским структурными этажами; оно появляется лишь на северном крыле зоны, при переходе в зону Главного хребта.

В этой зоне вновь проявляется кулисное расположение частных структур, имеющих простирание, близкое к северо-западному при субширотной ориентировке зоны в целом. В ней выделяется в рамках поперечного сегмента Центрального Кавказа 5 основных элементов. Центральное положение в описываемой структурной зоне занимает Сванетский антиклинорий. Он сложен интенсивно смятыми аспидными сланцами лейаса, между которыми в ядрах двух горстообразных (по В. И. Славину) структур (в хр. Лайла и на р. Цхенис-Цхали) выступают несколько метаморфизованный средний и верхний палеозой и триас. С востока к этому антиклинорию примыкает суженная северо-западная часть Чиаурского (Рачино-Тианетского, по П. Д. Гамкрелидзе) синклинория, выполненная верхнеюрским и нижнемеловым флишем. Северо-западные окончания обоих этих элементов скрыты под покровом кристаллических пород зоны Главного хребта. Не исключено, что продолжением Чиаурского синклинория к северо-западу служит в структуре лейаса Архызско-Клычская грабен-синклиналь зоны Главного хребта.

По мере движения к востоку между горст-антиклинорием Главного хребта и Чиаурским синклинорием появляется узкая, но постепенно расширяющаяся к востоку полоса, сложенная средним и верхним палеозоем, позднегерцинскими интрузиями и аспидными сланцами лейаса. В верховьях р. Ардона эта полоса имеет характер ступени или нескольких спускающихся к югу ступеней, но далее к востоку, между р. Фиаг-

дон и Аргун, в связи с погружением Осетинской горст-антиклинали она приобретает роль центрального, осевого поднятия Кавказа (антиклинорий Бокового хребта Восточного Кавказа, или Дарьяло-Богосский). Совершенно аналогичная ступень (или ступени), сложенная средним, верхним палеозоем и лейасом, а также герцинскими и юрскими интрузиями, протягивается вдоль северного края описываемой зоны и в западной ее части — от северной Абхазии до перевала Псеашхо на западе, где эта полоса, так же как и на востоке, приобретает роль осевого поднятия Большого Кавказа (Чугушско-Гойтхский антиклинорий). К югу от ступени находится юго-восточный, Чвижепсинский участок Новороссийского флишевого синклинория, здесь суживающегося и вырождающегося.

С юга описанная зона отделяется крупным разломом от Абхазо-Рачинской зоны, играющей на Центральном Кавказе роль южного крыла мегантиклинория и развившейся, подобно горст-антиклинорию Главного хребта, из краевой зоны геосинклинали.

Абхазо-Рачинская зона обладает двухъярусным строением альпийского этажа. Нижний ярус сложен терригенным лейасом и ааленом, мощной порфиритовой серией байоса и регрессивной угленосной толщей бата. В Абхазии (в бассейнах рек Гумиста, Келасури, Кодори) этот ярус, смятый в сильно сжатые крупные линейные складки, прорван предмальмскими гранитоидными интрузиями. Несогласно залегающий верхний ярус представлен преимущественно карбонатными толщами мальма (только на западе зоны), мела и палеогена. Этот комплекс развит в менее приподнятой западной части зоны, а в большей, восточной части сохранился лишь в отдельных небольших синклиналях и вдоль ее южного края. На своем среднем участке, примыкающем к наиболее приподнятому участку зоны эвгеосинклинали южного склона (Сванетский антиклинорий и др.), Абхазо-Рачинская зона образует в современной структуре как бы следующую, более низкую ступень на южном крыле мегантиклинория; ее западная и восточная части, ограничивающие с юга окончания флишевых синклинориев, представляют самостоятельные антиклинории — Ахцу-Кацырха на западе и Сорский на востоке.

Восточное окончание Сорского, или Рачинского, антиклинория косо срезается разломом юго-восточного простирания, за которым развиты меловые флишевые отложения южного крыла Чиаурского синклинория, наложенные в меловое время на восточное продолжение Абхазо-Рачинской зоны. Как показал П. Д. Гамкрелидзе, этот глубинный разлом, первоначально имевший характер сброса с опущенным северо-восточным крылом, в конце палеогена — миоцена вследствие изменения знака движений приобрел характер надвига Чиаурской зоны к югу, на Абхазо-Рачинскую зону.

На юге Абхазо-Рачинская зона, а вместе с тем и сооружение Центрального Кавказа в целом сочленяются с западной частью Закавказского межгорного пояса — Грузинским срединным массивом и Рионским межгорным прогибом. Переход к последнему в восточной Абхазии и Мегрелии происходит посредством крутой, местами вертикальной флексуры с амплитудой в несколько километров, осложненной на отдельных участках сбросами и, несомненно, контролируемой системой глубоких нарушений в фундаменте. В плане флексура имеет характер ломаной линии.

Восточнее, в Лечхуме, Раче и Юго-Осетии, где фундамент межгорной полосы (Грузинская глыба) резко воздымается более чем на 3—4 *км*,

характер южной границы сооружения Большого Кавказа меняется; здесь между Абхазо-Рачинской зоной и Сачхеро-Окрибской зоной Грузинской глыбы возникает узкий Рача-Лечхумский синклинорий, выполненный отложениями верхней юры (только на востоке), мела, палеогена и миоцена (до 2,5—3 *км*). Этот прогиб имеет асимметричную коробчатую, местами грабен-синклинальную структуру, довольно плоское днище, осложненное мелкими брахискладками, и очень крутое, на отдельных участках запрокинутое и даже надвинутое на юг северное крыло. В складчатости и разрывах участвуют отложения вплоть до сармата, который в средней части прогиба перекрыт миоплиоценовыми базальтами.

На востоке прогиб переходит в еще более узкую (2—3 *км*) Рача-Осетинскую грабен-синклиналь, выполненную молассами олигоцена — миоцена, непосредственно ложащимися на вулканогенный байос. Узкий Осетино-Рачино-Лечхумский прогиб представляет приразломную структуру, приуроченную, по-видимому, к зоне крупнейшего тектонического шва, подобного Тырныауз-Пшекишскому, который отделял геосинклиналь, а позднее складчатое сооружение Большого Кавказа от Грузинской глыбы. Продолжением этой шовной зоны к западу служит описанная выше краевая флексура Абхазии — Мегрелии, а к востоку — Дзау-Кахетинская антиклинальная зона (см. ниже). В целом эту шовную зону можно назвать Кахетино-Лечхумской.

Северо-Западный Кавказ. Этот сегмент Большого Кавказа лежит к западу от Пшехско-Адлерской зоны поперечных разломов, продолжающихся на север вдоль восточного края Адыгейского выступа и Березанского вала. Именно с этим отрезком Большого Кавказа тесно связан в своем образовании и развитии рассмотренный выше Западно-Кубанский прогиб (рис. 56).

Структура Северо-Западного Кавказа была впервые достаточно подробно рассмотрена А. В. Ульяновым, детализировавшим применительно к этой области схему тектонической зональности В. П. Ренгартена. Новая тектоническая схема была предложена в последнее время В. Е. Хаиным (1958, 1960) и А. Н. Шардановым (1960); ей мы и следуем в дальнейшем изложении.

Благодаря проявлению Пшехско-Адлерской зоны разломов, к западу от р. Белой породы фундамента очень быстро исчезают с поверхности; в верховьях Белой и Пшехи они образуют Чугушское поднятие — крайнее западное звено антиклинория Главного хребта. С погружением последнего роль осевого поднятия берет на себя Гойтхский антиклинорий. Он возникает в пределах западного продолжения полосы нижней юры, окаймляющей с юга антиклинорий Главного хребта и кулисообразно подставляющей последний.

Структура слоев нижней и средней юры (тоара — байоса), слагающих Гойтхский антиклинорий, довольно проста. Она усложняется развитием дополнительной мелкой складчатости в мощных аргиллитовых пачках разреза. Кроме того, на южном крыле антиклинория складки заметно наклоняются и даже опрокидываются к югу. Антиклинорий окаймляется с этой стороны крупным разрывом (Бекишейский надвиг), отделяющим его от зоны развития верхнеюрских, меловых и нижнепалеогеновых флишевых толщ южного склона, образующих Новороссийский синклинорий.

К западу от Туапсинской зоны поперечных разломов поле юрских отложений Гойтхского антиклинория резко сужается, особенно за счет его южной части, погружающейся под меловые об-

разования. Новороссийский синклинорий соответственно расширяется, и роль его северного ограничения переходит от Бекишейского надвига к более северному Безепскому надвигу. К западу от Туапсинской ступени юра выступает лишь в сводах отдельных брахиантиклиналей и вскоре вообще исчезает с поверхности, благодаря чему стирается граница между Гойтхским антиклинорием и северным крылом этой части мегантиклинория Большого Кавказа.

Северное крыло мегантиклинория построено на Северо-Западном Кавказе существенно иначе, чем южное. Слагающие его образования верхнеюрско-мелового структурного яруса трансгрессивно и несогласно перекрывают аален-байосские слои периклинали Чугушского поднятия и Гойтхского антиклинория, чем определяется доверхнеюрский (в основном) возраст последнего. Структура рассматриваемой Абино-Гунайской зоны выражена типичной складчатостью промежуточного типа — гребневидные или сундучные антиклинали разделены широкими и пологими синклиналями, распадающимися на отдельные овальные мульды. Характер осадков меняется с востока на запад. На востоке, между Белой и Пшехой, т. е. между Курджипским и Цицинским поперечными разломами, господствует мощная толща известняков оксфорд-валанжина. Западнее осадки мальма и нижнего мела становятся преимущественно песчано-глинистыми, субфлишевыми. Мощность нижнего мела достигает 5 *км*. Верхний мел развит неполно (в основном только верхний сенон) и лишь частично представлен карбонатным флишем. Флишевый характер носят и отложения палеоцена.

Нижняя граница олигоцена (майкопской толщи) северного склона, принимаемая за южный край Западно-Кубанского передового прогиба, в западном направлении постепенно срезает мезозойские складки Абино-Гунайской зоны, продолжающиеся далее уже в погребенном виде. В конце концов такая судьба постигает все северное крыло мегантиклинория и западное окончание Гойтхского антиклинория. В результате в своей самой западной части, между Новороссийском и Анапой, Большой Кавказ представлен лишь продолжением южного крыла (Новороссийского синклинория). Мы увидим дальше, что совершенно такая же картина наблюдается на противоположном, юго-восточном окончании этого горно-складчатого сооружения.

Новороссийский синклинорий в своем полном сечении представлен лишь на востоке, в Сочинском районе и смежной части Абхазии. Здесь он выполнен в осевой части не только верхнемезозойским, но и нижнепалеогеновым флишем. Южным ограничением флишевого синклинория служит возникшее еще в конце доггера поднятие (антиклинорий) Ахцу-Кацырха, в своде которого выступают вулканогенный байос и рифогенные верхнеюрские известняки. Развитые на крыльях антиклинория мел и эоцен отличаются малыми мощностями и сокращенным разрезом.

К югу от антиклинория Ахцу-Кацырха и к западу от сливающегося с последним Гагринского поднятия мезозоя вырисовывается крупная Сочинская (Адлерская) депрессия — синклинорий, заполненный мощной (до 2 *км*) толщей палеогеновых осадков, залегающих на значительно менее мощном карбонатном мелу в фациях, близких к фациям Грузинской глыбы. Разрез сочинского палеогена, в отличие от разреза Новороссийского синклинория, включает не только палеоцен и эоцен, но и очень мощный олигоцен и, возможно, охватывает также низы миоцена. Осадки флишевого типа здесь появляются лишь начиная со среднего эоцена; олигоцен (средний и верхний) и нижний миоцен

представляют песчано-глинистую нижнемолассовую толщу, возникшую за счет размыва приподнятой к тому времени области к северу от поднятия Ахцу-Кацырха.

Структура Сочинского синклинория проста — крупные, сундучного типа антиклинали верхнемеловых известняков разделены пологими, широкими синклиналями палеогена. Но в северной части депрессии строение сильно усложняется благодаря надвиганию флишевых масс, частично «переваливших» через поднятие Ахцу-Кацырха и образовавших Воронцовский тектонический покров.

Образования Воронцовского покрова принадлежат к составляющей южное крыло Новороссийского синклинория и северное крыло поднятия Ахцу-Кацырха, переходной по характеру своего разреза Чвижепсинской зоне[1], простирающейся от р. Шахе до р. Псоу. От байоса до альба включительно ее разрез сходен с разрезом Абхазской зоны, т. е. северной окраины Грузинской глыбы, за исключением северной подзоны, где уже в раннем мелу накапливался флиш. В позднем мелу и особенно раннем палеогене осадки флишевого типа появляются в пределах всей зоны, отражая миграцию к югу зоны флишеобразования. Структура Чвижепсинской зоны отличается наибольшей для Северо-Западного Кавказа сложностью. Она слагается из резко опрокинутых к югу, до почти лежачих, сильно сжатых складок, в целом полого надвинутых на Сочинскую депрессию в виде упоминавшегося уже выше Воронцовского покрова с горизонтальной амплитудой не менее 10—12 *км*. К западу от меридиана Сочи этот покров, установленный Б. М. Келлером и В. В. Меннером, полностью перекрывает поднятие Ахцу и северную часть Сочинской депрессии.

Берег Черного моря к северо-западу от Адлера постепенно срезает простирающиеся более широтно тектонические зоны южного склона Северо-Западного Кавказа. Осевая часть Новороссийского синклинория уходит в море между Дагомысом и устьем р. Шахе, и далее к северо-западу на суше остается лишь северное крыло синклинория, сложенное преимущественно мелом. Оно смято в систему скошенных или даже опрокинутых к югу линейных складок, местами осложненных по южным крыльям крутыми надвигами. К западу от Туапсинской ступени среди этих складок все более выделяется своей амплитудой Семигорская антиклиналь, развивающаяся на продолжении Бекишейского разлома, в связи с погружением Гойтхского антиклинория. В районе несколько восточнее Геленджика к ней переходит роль осевого поднятия всего складчатого сооружения. К востоку от Геленджика эта антиклиналь скошена к югу, западнее она наклоняется в противоположную сторону. Лишь на самом побережье отдельными обрывками развит нижний палеоген, местами трансгрессивно залегающий на мелу.

В районе Крымск — Новороссийск мезозойское ядро Северо-Западного Кавказа резко суживается, испытывая поперечный прогиб, затем снова несколько расширяется на п-ове Абрау и к северу от него, где к востоку от ст. Гостогаевской появляются глины нижнего мела в ядрах диапировых складок, что отвечает последнему звену центрального антиклинория. На меридиане Анапы выходы мезозоя, а вскоре и палеогена, резко обрываются. Эта Анапская поперечная ступень служит западным ограничением Большого Кавказа и границей его с

---

[1] Зона эта, впервые выделенная М. В. Муратовым, понимается нами в несколько более широком объеме.

поперечным Керченско-Таманским прогибом, отделяющим Большой Кавказ от Горного Крыма.

Зона Таманского полуострова. Своеобразная складчатая структура Таманского п-ова описана в монографиях И. М. Губкина и М. И. Варенцова (1934), В. В. Белоусова и Л. А. Яроцкого (1934) и в ряде статей Н. Б. Вассоевича. Эта складчатость представлена системой антиклинальных зон не кавказского, а крымского, т. е. западно-юго-западного—восточно-северо-восточного направления, состоящих из брахиантиклиналей и куполов диапирового строения, осложненных разрывами и грязевыми вулканами (рис. 57). Диапиризм связан с толщей пластичных глин майкопской серии и, по данным сейсморазведки, не проявляется в нижележащих нижнепалеогеновых и меловых слоях. Отложения среднего и верхнего плиоцена там, где они сохранились в сводах антиклиналей, образуют пологие изгибы над гораздо более резко выраженными, с диапировыми майкопскими ядрами, складками миоцена и нижнего плиоцена. Синклинали построены весьма спокойно. Отчетливая нарушенность молодых отложений и прямое отражение в рельефе тектонической структуры свидетельствуют о том, что формирование складок, продолжавшееся, судя по изменению литофаций и мощностей, в течение всего неогена, не закончилось и в современную эпоху.

Складчатость Таманского п-ова теснейшим образом связана со складчатостью Керченского п-ова и Восточного Крыма и составляет ее прямое продолжение. Некоторые исследователи в связи с этим считали Таманскую складчатую зону более или менее независимой от Кавказа и проводили между ней и северо-западным погружением мезозойского ядра Большого Кавказа либо косой разлом (Белоусов и Яроцкий, 1934), либо ось поперечной синклинальной депрессии (Муратов, 1949).

В действительности Таманская складчатая зона является соединительным звеном между складчатыми сооружениями Кавказа и Крыма; антиклинальные складки Тамани непосредственно увязываются, по данным геофизики, с Анастасиевско-Краснодарской антиклинальной зоной и складками южного крыла Западно-Кубанского передового прогиба. Только юго-восточные мелкие складки Тамани лежат уже на продолжении складчатой зоны Северо-Западного Кавказа.

Таким образом, Керченско-Таманский поперечный прогиб в большей своей части представляет собой расширенное центральное звено Индоло-Кубанского прогиба. Южная часть Керченско-Таманской зоны поперечных погружений в позднем неогене наложилась на единую прежде складчатую зону Крыма и Северо-Западного Кавказа и обусловила ее современное разобщение.

Закончив с обзором строения западной части Большого Кавказа, обратимся теперь к восточной половине этого горного сооружения.

Восточный Кавказ. Мы охарактеризуем тектонику Восточного Кавказа, опираясь в основном на работы В. П. Ренгартена (1931, 1932) по Военно-Грузинской дороге и Горной Ингушетии, В. Д. Голубятникова (1947) по Горному Дагестану, А. Е. Криволуцкого (1954) по известняковому Дагестану, В. Н. Крестникова (1947) по Заалазанской Кахетии и Чечне, Н. Б. Вассоевича (1934, 1940), А. И. Джанелидзе и М. М. Рубинштейна (1957) по Горной Кахетии, Н. И. Мревлишвили (1957) и Ш. А. Адамия (1958) по Душетскому району, Э. Ш. Шихалибейли (1956) по азербайджанской части южного склона.

К востоку от Казбекского поперечного глубинного разлома северо-восточного простирания доальпийский фундамент Большого Кавказа погружается на большую глубину и почти не выступает на поверхности.

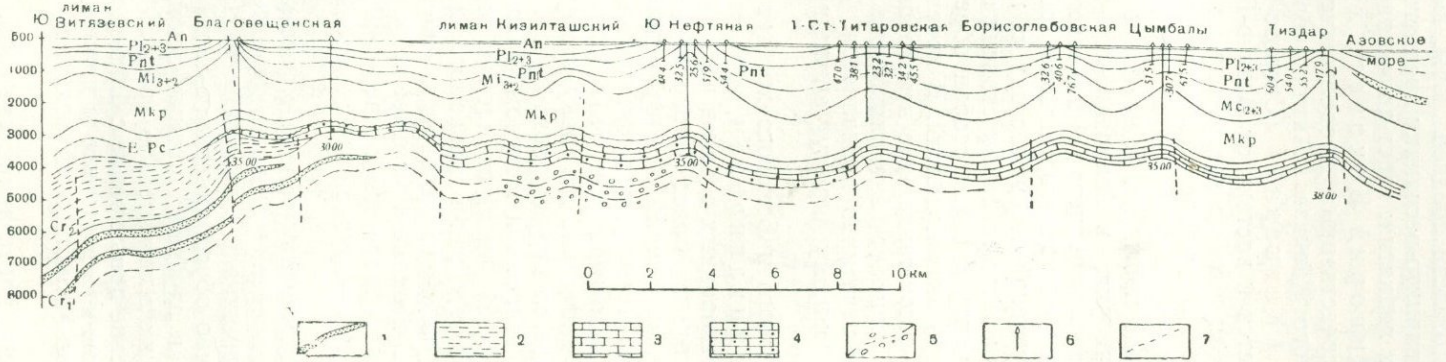


Рис. 57. Схематический геологический профиль через Таманский п-ов (по А. Н. Шарданову и В. П. Пекло);

1 — предполагаемые горизонты песчаников; 2 — флиш верхнего мела; 3 — известково-мергелистая фация верхнего мела; 4 — субфлишевая фация верхнего мела; 5 — включения верхнеюрских известняков в отложениях мела; 6 — проектная скважина; 7 — разрывы

В связи с этим в осевой части горного сооружения широкое развитие получают породы нижней и отчасти средней юры. Наиболее древние из них аспидные сланцы и кварцито-песчаники среднего лейаса и низов тоара образуют два крупных поднятия: горст-антиклинории Бокового и Главного хребтов. Антиклинорий Бокового хребта (Дарьяло-Богосский) служит непосредственным продолжением антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. Антиклинорий Главного хребта Восточного Кавказа (Сперозо-Тфанский, по В. Е. Хаину, 1949) зарождается к востоку от Военно-Грузинской дороги в пределах расширившегося южного крыла антиклинория Главного хребта Центрального Кавказа. Возможно, что он представляет продолжение Сванетского антиклинория, отделенное от последнего косо наложенным Чиаурским флишевым прогибом. В наиболее приподнятой западной части этого антиклинория, в Заалазанской Кахетии, наблюдаются небольшие выступы пород среднего (?) палеозоя.

Оба осевых антиклинория Восточного Кавказа обладают весьма напряженным складчатым строением. Они состоят из мелких линейных острых, сильно сжатых, почти изоклинальных стоячих складок, в целом образующих горстовые поднятия, с обеих сторон обрезанные крутыми надвигами, падающими внутрь этих поднятий. В краевых частях антиклинориев складки обнаруживают тенденцию некоторого наклона в направлении к периферии, что придает антиклинориям черты веерообразной структуры. Особенно отчетливо проявляется общее движение складчатых масс к югу по южному крылу антиклинория Главного хребта.

Горст-антиклинории Главного и Бокового хребтов разделены Бежитинским грабен-синклинорием, представляющим полосу развития менее метаморфизованных осадков верхнего лейаса; складчатость в этой полосе несколько более спокойная, чем в смежных антиклинориях. С севера антиклинорий Бокового хребта окаймляется поясом еще более широких и простых складок песчано-аргиллитовых отложений верхнего лейаса и доггера (рис. 58). Далее к северу в Чечено-Ингушетии и северном Дагестане на смену этому поясу приходят отложения верхнеюрско-мелового структурного яруса. Полоса этих отложений на западе, между Тереком и Аргуном, довольно узкая и состоит из очень небольшого (2—3) числа складок; к востоку она сильно расширяется, образуя область так называемого известнякового Дагестана, обязанную своим названием широкому развитию карбонатных пород в мальме, неокоме и верхнем мелу. Граница мезозоя и палеогена особенно далеко отодвигается к северу в бассейне р. Сулак, очерчивая «Дагестанский клин»—крупнейшее поперечное поднятие Восточного Кавказа.

Зона известнякового Дагестана обладает весьма характерным складчатым строением. В ее пределах развиты крупные, довольно длинные, типично сундучные антиклинали с плоскими сводами и почти вертикальными крыльями, обычно образованными пачкой массивных нижне-барремских известняков; в глубоких долинах вскрываются и более древние породы, до ааленских включительно (рис. 59). Оси складок с запада на восток изменяют свое простирание с близширотного на западно-северо-западное — восточно-юго-восточное и даже северо-западное—юго-восточное; расположение антиклиналей большей частью кулисообразное.

Синклинальные структуры, представляющие собой крупные плоскодонные мульды овальных очертаний, выполнены верхнемеловыми из-

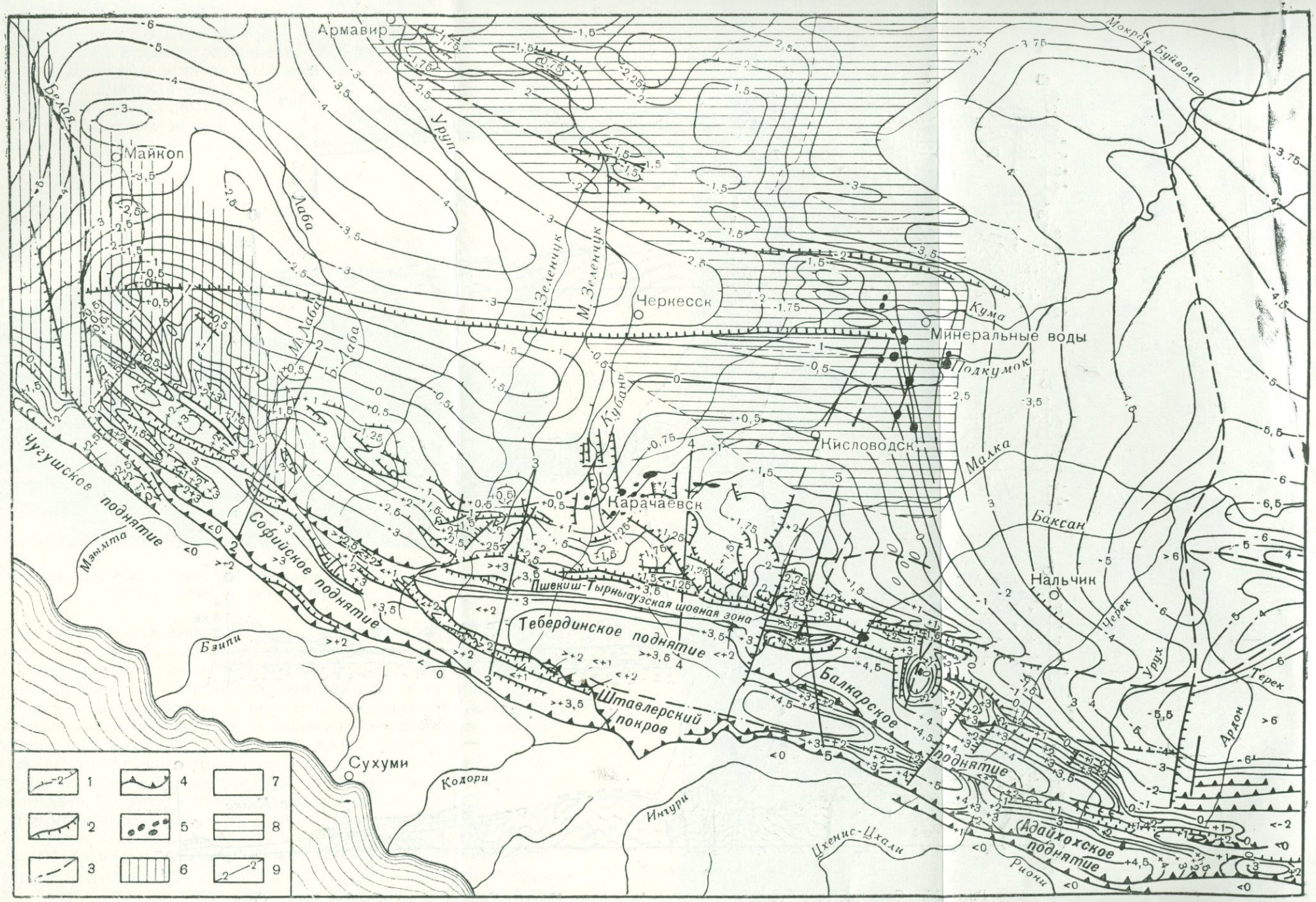


Рис. 54. Схема рельефа доюрского фундамента Центрального Кавказа и прилегающей части Предкавказья. Сост. Е. Е. Милановский:

1 — стратоизогипсы подошвы юры или мела в километрах; 2 — сбросы и взбросы; 3 — предполагаемые крутые разломы в фундаменте; 4 — надвиги и покровы; 5 — альпийские интрузивные массивы; 6 — районы, в которых альпийский этаж начинается с триаса или верхней перми; 7 — то же, с нижней или средней юры; 8 — то же, с верхней юры или нижнего мела; 9 — линии профилей на рис. 55

Зак. 287. 234—235

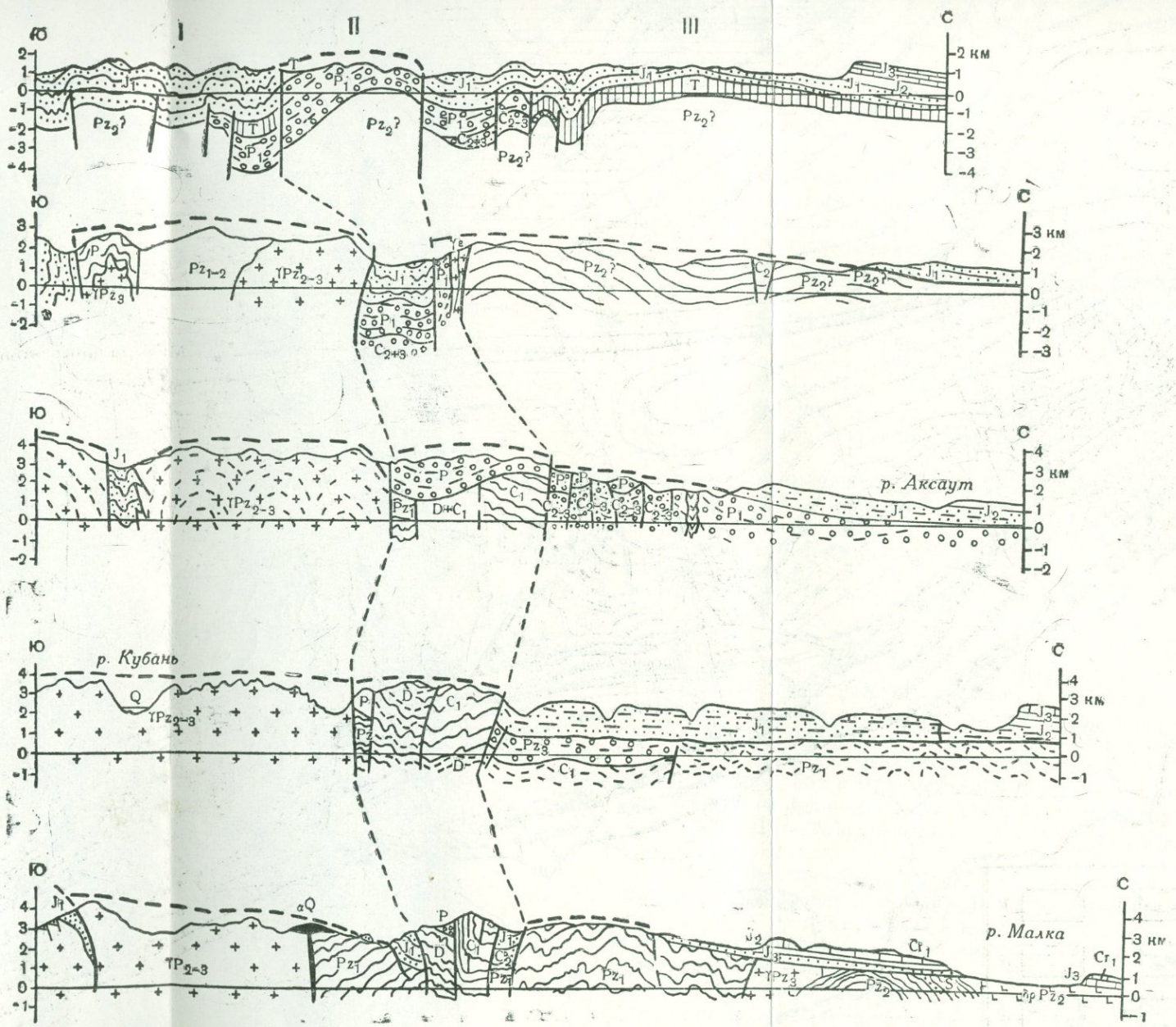


Рис. 55. Схематические геологические профили через Пшекиш-Тырныаузскую шовную зону. Сост. Е. Е. Милановский с использованием материалов Кавказской экспедиции МГУ: I — зона Главного хребта; II — Пшекиш-Тырныаузская зона; III — Лабино-Малкинская зона

вестняками и мергелями; местами в их осевых частях сохранились осадки палеогена и даже миоцена, до сармата включительно. Тот факт, что эти молодые слои залегают в общем согласно с древними, указывает на относительно недавнее завершение формирования складчатости известнякового Дагестана и на молодой возраст Дагестанского клина, что отмечал Н. С. Шатский еще в 1929 г.; с другой стороны, если судить по распределению мощностей отложений, формирование этих складок начинается с позднего мела и даже поздней юры (М. М. Москвин, А. А. Сорский).

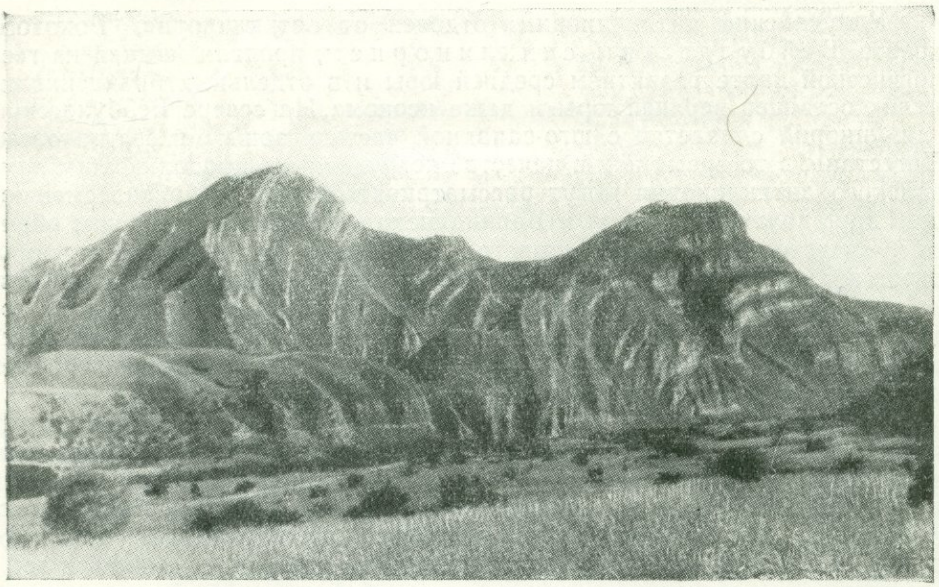


Рис. 58. Сундучная складчатость в песчано-глинистых ааленских отложениях Центрального Дагестана. Фото В. Т. Фролова

Зеркало складчатости известнякового Дагестана, т. е. поверхность, касательная к сводам антиклиналей, является почти горизонтальной. Это показывает, что известняковый Дагестан нельзя рассматривать ни как антиклинорий, ни как синклинорий; это фактически крупная структурная терраса — «мегатерраса». Если учесть, что известняковый Дагестан отделяется крупной флексурой от сложенного третичными отложениями приморского Дагестана и граничит вдоль такой же флексуры с поясом складчатости верхнего лейаса и доггера, окаймляющим с севера горст-антиклинорий Бокового хребта, то мы увидим, что северное крыло Восточного Кавказа построено в виде четырех ступеней, из которых горст-антиклинорий Бокового хребта является самой высокой, а зона приморского Дагестана — самой низкой. В пределах каждой из этих ступеней зеркало складчатости находится примерно на одном уровне, что обусловливает многократное чередование на геологической карте полос одних и тех же отложений и резкую смену их на отложения другого возраста вдоль границ между ступенями (Криволуцкий, 1954).

В южном Дагестане строение северо-восточного крыла складчатого сооружения существенно изменяется. Поле развития образований верхней юры и мела вновь и притом резко суживается в связи с возникновением Уллучайского (иначе называемого Маджалисским, Джуфи-

дагским или Мугринским) антиклинория северо-северо-западного — юго-юго-восточного простирания. В своде последнего выступают отложения аален-байоса, дислоцированные заметно более резко, чем несогласно перекрывающие их на крыльях и северной периклинали значительно более молодые породы верхнемезозойского структурного этажа. Разрез последних местами начинается с титона, а в других местах даже с готерива или баррема, свидетельствуя об образовании Уллучайского антиклинория еще перед верхней юрой (некоторые признаки указывают на еще более ранние поднятия) и на его приподнятое положение вплоть до баррема.

Уллучайский антиклинорий отделен от антиклинория Бокового хребта Бейбулагским синклинорием, проявляющимся на геологической карте развитием средней юры и в отдельных брахисинклиналях останцев верхней юры и даже неокома. На севере Бейбулагский синклинорий сливается с юго-западной частью зоны, известнякового Дагестана, в то время как в качестве погруженного продолжения Уллучайского антиклинория могут рассматриваться кулисообразно сменяющие друг друга Кадарская и Варандинская антиклинали. Таким образом, «мегатерасса» известнякового Дагестана в сглаженном виде отражает существование крупной структурной волны — синклинория на юге, антиклинория на севере. В течение поздней юры, мела и палеогена это была зона более значительного погружения, чем южный Дагестан и только в конце миоцена здесь образовалось молодое поперечное поднятие Дагестанского клина (Шатский, 1929).

Обратимся теперь к той части Восточного Кавказа, которая лежит к югу от антиклинория Главного хребта, в области южного склона. Как восточная часть палеозойского ядра Центрального Кавказа, начиная с верховьев Ингури, так и нижнеюрское ядро Восточного Кавказа опоясываются с юга широкой зоной развития верхнеюрского, мелового, а местами и нижнепалеогенового флиша. Эта восточная флишевая зона в структурном отношении представляет собой крупный асимметричный синклинорий — Чиауро-Дибрарский с осью, прижатой к южному борту. С юга синклинорий ограничен Сванетским, Кахетинским и Вандамским антиклинориями, представляющими южные краевые поднятия Большого Кавказа, шовные структуры, лежащие на границе с Закавказским срединным массивом и по характеру мезозойского разреза имеющие много общего с последним.

Чиауро-Дибрарский синклинорий, в общем, расширяется и углубляется к юго-востоку в направлении Каспийского моря. По распространению верхнего мела и палеогена и распределению мощностей флишевых толщ в нем намечаются обособленные впадины — Чиаурская (Рачинско-Тианетская) в восточной Грузии, между реками Ксани и Алазанью и Дибрарская в восточном Азербайджане, к востоку от р. Геочай. Разделяющий их поперечный подъем лежит на продолжении оси Дагестанского клина.

Сложная структура флишевой зоны была впервые расшифрована В. П. Ренгартеном в разрезе Военно-Грузинской дороги; позже выяснилось, что этот тектонический стиль с удивительным постоянством выдерживается на всем протяжении зоны до района Шемахи на востоке. Выражен он серией узких, опрокинутых к югу и разорванных по южным крыльям надвигами изоклинальных складок. Полосы складчатого чередования одних стратиграфических горизонтов сменяются по более крупным и пологим регионального значения надвигам полосами чередования других горизонтов, причем чем дальше к югу, тем слои оказы-

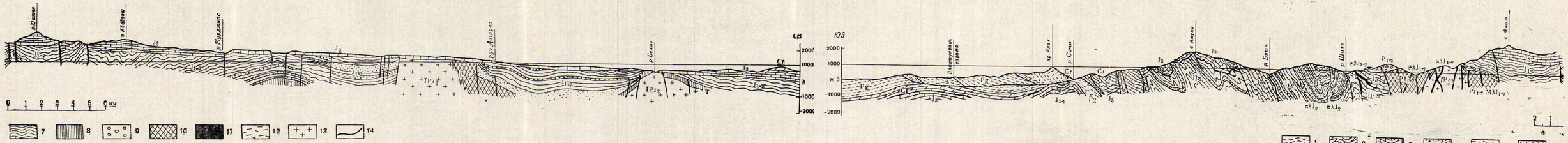


Рис. 56. Схематический геологический профиль через полосу сочленения Центрального и Северо-Западного Кавказа. Сост. М. Г. Ломизе:
1 — аргиллиты и песчаники палеогена; 2 — мергели и известняки мела; 3 — известняки, мергели и глинистые сланцы верхней юры; 4 — туфы и туффиты основного состава средней юры (негошская толща); 5 — туфы липарито-дацитового состава средней юры (свита горы Индюк); 6 — песчаники нижней и средней юры; 7 — аргилиты нижней и средней юры; 8 — известняки, песчаники и конгломераты триаса; 9 — конгломераты, известняки и глинистые сланцы перми; 10 — метаморфические сланцы нижнего-среднего палеозоя; 11 — интрузивные диабазы и диабазовые порфириты нижней и средней юры; 12 — интрузивные липарито-дацитовые порфиры средней юры; 13 — граниты и гранито-гнейсы среднего палеозоя; 14 — разрывные нарушения

Зак. 287. 236—237

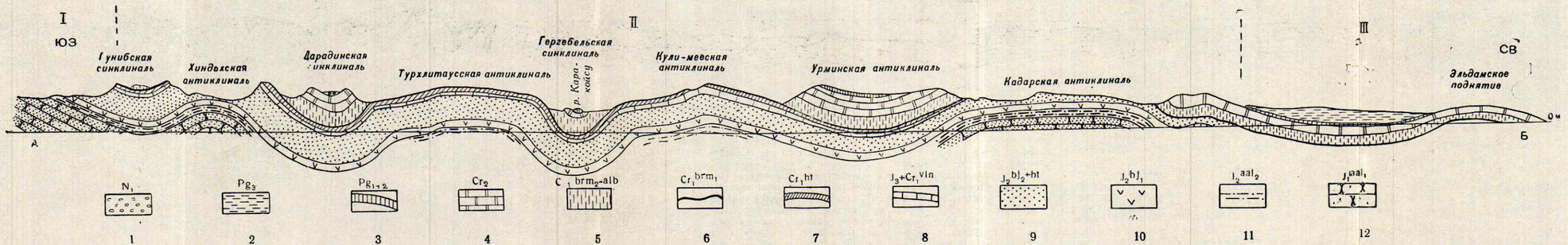


Рис. 59. Геологический профиль известнякового Дагестана (по А. Е. Криволуцкому):
1 — миоцен; 2 — майкоп; 3 — фораминиферовые слои; 4 — верхний мел; 5 — верхний баррем, апт, альб; 6 — нижний баррем; 7 — готерив; 8 — верхняя юра и валанжин; 9 — верхний байос и бат; 10 — нижний байос; 11 — верхний аален; 12 — нижний аален:
I — область сланцевого Дагестана;
II — область известнякового Дагестана;
III — область третичных предгорий

ваются все более молодыми, до палеогена включительно. Одновременно усиливается и опрокидывание складок, вплоть до их превращения в лежачие и даже ныряющие (Горная Кахетия), а поверхности надвигов становятся все более пологими, в связи с чем переходят в тектонические покровы. Н. Б. Вассоевичем (1934, 1940) в Горной Кахетии и Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиным (1940) к западу от Шемахи были описаны гравитационные покровы флишевых толщ мела и нижнего палеогена, происходящие из Чиауро-Дибрарской зоны и перемещенные на 20—25 *км* к югу в пределы Кахетино-Вандамской зоны. Эти покровы — Чинчвельтский и Баскальский — вполне аналогичны Воронцовскому покрову Сочинского района, упоминавшемуся выше. В литературе высказывались сомнения в существовании Чинчвельтского и Баскальского покровов, но детальное изучение Баскальского района (Воскресенский, 1958) подтвердило его покровное строение (рис. 60).

Чиауро-Дибрарский синклинорий окаймляется с юга цепочкой узких антиклинориев; наиболее западный из них, описанный выше,— Сванетский антиклинорий. Расположенные восточнее Дзау-Кахетинский и Вандамский (Нухинско-Вандамский) антиклинории построены очень сходно и, вероятно, составляют продолжение один другого; в геологически относительно недавнее время они оказались разобщенными наложенной Алазано-Агричайской депрессией.

В наиболее приподнятых частях обоих антиклинориев обнажается вулканогенный байос, а в первом из них и лейас, трансгрессивно перекрытый титоном и валанжином; эти соотношения показывают, что воздымание Кахетино-Вандамской полосы началось еще в бате; в дальнейшем она развивалась как типичная кордильера, с многочисленными перерывами в накоплении осадков, глыбовыми конгломератами-брекчиями, резкими литофациальными изменениями — от флиша до субплатформенных нормально неритических осадков, свойственных Закавказскому срединному массиву. Кахетино-Вандамское поднятие является шовной структурой, связанной с разломами, ограничивающими с севера Закавказский срединный массив.

Внутренняя структура Дзау-Кахетинского и Вандамского антиклинориев несравненно проще, чем структура прилегающего флишевого синклинория; она определяется относительно немногочисленными крупными складками, что отчасти обусловлено преобладанием в разрезе массивных вулканогенных и известняковых толщ. Складки обнаруживают некоторый наклон в сторону прилегающих депрессий, что придает обоим антиклинориям строение, близкое к веерообразному.

Юго-Восточный Кавказ. К востоку от нижнего течения р. Самур, с которым, вероятно, совпадает очередной поперечный разлом фундамента, строение Большого Кавказа снова испытывает существенные изменения, которые и заставляют выделять юго-восточную часть этого горного сооружения в особую тектоническую область (рис. 61).

Тектонике Юго-Восточного Кавказа были посвящены работы И. М. Губкина (1934), М. Ф. Мирчинка (1935) и В. В. Вебера (1939). Историю складкообразования Кобыстана освещает интересная работа Н. С. Шатского (1951). Современная схема строения области дана в книге В. Е. Хаина (1950) и дополнена по более новым данным в работах В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова (1955), В. Е. Хаина и Ф. С. Ахмедбейли (1957) и некоторых других по северной части области и И. И. Потапова (1955) по Апшеронскому п-ову, Г. А. Ахмедова (1957) по Кобыстану и в ряде журнальных статей.

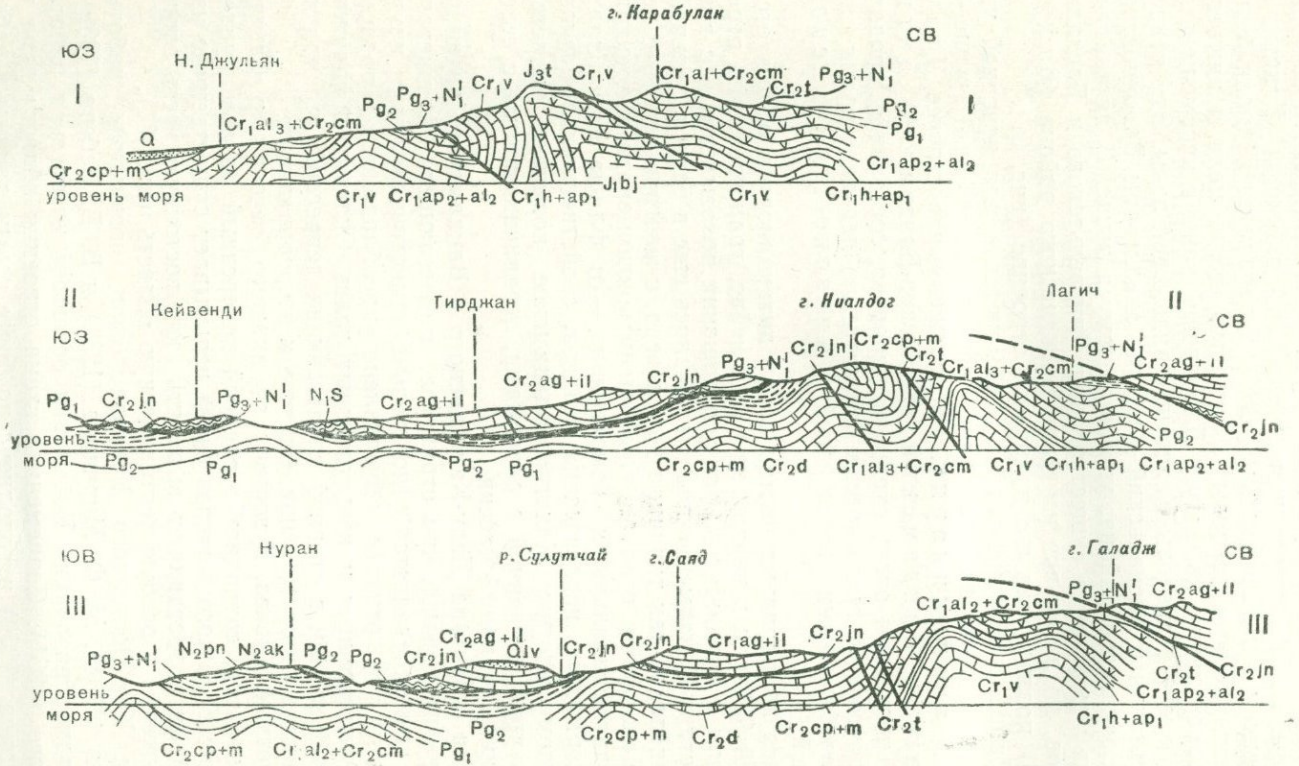


Рис. 60. Геологические разрезы через Вандамский антиклинорий и Баскальский покров. J_2bj — байос; J_3t — титон; Cr_1v — валанжин; $Cr_1h - ap_1$ — готерив — нижний апт; $Cr_1ap_2 + al_{1-2}$ — верхний апт — нижний-средний альб; $Cr_1al_3 + Cr_2cm$ — верхний альб-сеноман; Cr_2t — турон; Cr_2jn — юнусдагская свита (сантон — нижний кампан, дибрарская литофация); Cr_2ag+il — агбурунская и ильхи-данская свиты (верхний кампан-маастрихт и датский ярус — дибрарская литофация); Cr_2cp — d — кампан-маастрихт вандамская литофация); Cr_2d — датский ярус (вандамская литофация), Pg_1 — палеоцен, Pg_2 — эоцен, Pg_3+N_1 — майкоп, N_1s — сармат, N_2pn — понт, N_2ak — акчагыл, Q — четвертичные отложения

По предполагаемому Самурскому разлому северное крыло мегантиклинория оказывается заметно опущенным и в значительной своей части замещается наложенным Кусаро-Дивичинским прогибом. Это относится к Уллучайскому антиклинорию, продолжающемуся в виде Кусарского погребенного поднятия и отчасти к Бейбулагскому синклинорию. Последний находит свое продолжение за р. Самур в Судурской зоне складок мела и палеоген-миоцена, но затем Судурская зона постепенно срезается южным бортом Кусаро-Дивичинского синклинория и в конце концов выклинивается полностью.

Антиклинорий Бокового хребта после некоторого перерыва проявляется вновь на р. Чагаджукчай в виде узкого, шириной всего в несколько километров, но длинного (до 120 *км*) и сложно построенного Тенгинско-Бешбармакского антиклинория, достигающего на востоке Килязинской косы. В наиболее повышенной части антиклинория выступают глины байоса, перекрытые трансгрессивными верхней юрой и неокомом. На большей части своего протяжения антиклинорий состоит из двух рядов антиклиналей, из которых или обе или только северная опрокинуты к северу. С севера антиклинорий ограничен Сиазанским глубинным разломом, определяющим его границу с Кусаро-Дивичинским прогибом. Подобно Кахетино-Вандамскому антиклинорию, Тенгинско-Бешбармакский представляет собой характерную шовную структуру, которая была в мезозое палеогеографически выражена в виде кордильеры.

Антиклинорий Главного хребта (Сперозо-Тфанский) продолжается в пределы Юго-Восточного Кавказа вплоть до р. Вельвелячай. К востоку от этой реки слагавшие его здесь среднеюрские отложения скрываются под трансгрессивными осадками кимериджа — валанжина, образующими на периклинали антиклинория Кайтар-Каджинское поднятие. Примерно на меридиане Дибрара поднятие также погружается, и дальнейшим продолжением Тфанского антиклинория служит узкая полоса готерив-барремских отложений, выходящая к побережью Каспийского моря у ст. Ситалчай.

Промежуточная между антиклинориями Бокового (Тенгинско-Бешбармакским) и Главного (Тфанским) хребтов структурная депрессия получила на Юго-Восточном Кавказе название Шахдагско-Хизинского синклинория. Она отличается от аналогичной ей Бежитинской депрессии широким развитием верхнеюрских (титонских) и меловых, а местами (Будугская мульда) также третичных, до сармата включительно, отложений.

Северо-западная часть синклинория, охватывающая массив Шахдага и его восточное продолжение, построена в виде крупной пологой синклинали мальм-неокомских известняков и верхнесенонских мергелей; она надвинута к северу по пологому Казмакрызскому разрыву на систему более узких и крутых складок Судурской зоны, перекрывая промежуточное звено между антиклинорием Бокового хребта и Тенгинско-Бешбармакским антиклинорием.

Шахдагский известняковый массив обрезан с юга крупным конседиментационным Будугским разрывом широтного простирания. За этим разрывом лежит Хизинская структурно-фациальная зона; известняковые литофации в ней замещаются конгломерато-песчаными (титон) и глинистыми (нижний мел) субфлишевыми и карбонатными флишевыми (верхний мел) толщами, значительно большей мощности.

Складчатая структура представлена двумя-тремя рядами крупных брахисинклиналей верхнемеловых слоев, которые разделены длинными

гребневидными, разорванными крутыми, направленными к югу надвигами, антиклинальными поднятиями нижнего мела; в ядрах некоторых из них выступает юра.

Тфанский антиклинорий и его восточное продолжение окаймлены с юга системой разрывов — Малкамудским надвигом на западе, Халтан-Гермианским разрывом на востоке. Вдоль последнего происходит отчетливое изменение мелового разреза — в северном крыле прямо на глинах баррема — нижнего апта залегают туронские конгломераты, а в южном наблюдается непрерывный разрез терригенного (верхний альб — сеноман) и карбонатного (выше) флиша. Это свидетельствует о древнем заложении и конседиментационном развитии данной зоны разрывов.

К югу от нее простирается широкая синклинальная депрессия — Дибраро (Халтано)-Яшминский синклинорий, в общем напоминающая по своему строению Хизинскую зону, но с более глубокими синклиналями (в них появляется на востоке палеоген) и менее приподнятыми антиклиналями.

С юга синклинорий ограничен узкой, но резко выраженной зоной поднятия нижнемеловых слоев — Алтыагач-Куркачидагским антиклинорием. В полосе побережья он приобретает значение, равное восточному продолжению антиклинория Главного хребта; вдоль него проходит и наиболее восточное звено главного водораздела Большого Кавказа. Более того, в то время как продолжение антиклинориев Бокового и Главного хребтов срезается у берега моря трансгрессивным покровом слоев верхнего миоцена и плиоцена, Алтыагач-Куркачидагский антиклинорий пересекает Сумгаитский залив и образует на Апшеронском п-ове его центральную Фатьман-Зыхскую антиклинальную зону. Следует отметить значительную аналогию между Алтыагач-Куркачидагским антиклинорием и Семигорской антиклиналью Северо-Западного Кавказа.

К югу от Алтыагач-Куркачидагского антиклинория прослеживается довольно широкая полоса мелового и палеогенового флиша; к востоку от р. Пирсагат в синклиналях залегает и миоцен. К западу от бассейна р. Сумгаит тип складчатой структуры изоклинально-чешуйчатый, с южной вергентностью, столь характерной вообще для флишевого синклинория южного склона. На отдельных участках здесь наблюдаются небольшие гравитационные покровы (Астраханский и др.). Восточнее Пирсагата складчатость становится гребневидной; появляются останцы трансгрессивного понта, залегающие почти горизонтально, что указывает на доплиоценовый возраст складок, начало роста которых относится еще к концу мела.

В бассейнах Геокчая, Гирдыманчая и Ахсу эта Ковдаг-Сумгаитская зона ограничена с юга пологим Зангинским надвигом, по которому верхнемеловой флиш надвинут на палеоген, слагающий узкую, но глубокую Лагичскую депрессию. Последняя имеет явно приразломную природу; она связана в своем происхождении с разломом, отделяющим Дибрарскую флишевую зону от Вандамского поднятия.

В районе Шемахи Вандамский антиклинорий целиком погружается под трансгрессивный майкоп, но по гравиметрическим данным и выбросам грязевых вулканов прослеживается в погребенном виде до побережья Каспия между станциями Сангачал и Алят. На юге он граничит по разрывам или трансгрессивным контактам с полосой развития палеогеновых образований, выходящей к Шемахе и здесь сливающейся с лагичским палеогеном. В синклиналях этой полосы присутствуют

миоцен и понт; последний залегает несогласно. Именно на этих образованиях и располагается Баскальский тектонический покров; вместе с ним он перекрыт почти горизонтально лежащим акчагылом. Тем самым устанавливается среднеплиоценовый возраст покрова.

К востоку от меридиана Шемахи третичные отложения образуют уже широкий пояс, примыкающий на севере к Ковдаг-Сумгаитской зоне и местами отделенный от нее разрывами. Главную роль в строении этого пояса играют палеогеновые и миоценовые в основном глинистые отложения; с размывом на них, образуя наложенные мульды, залегают

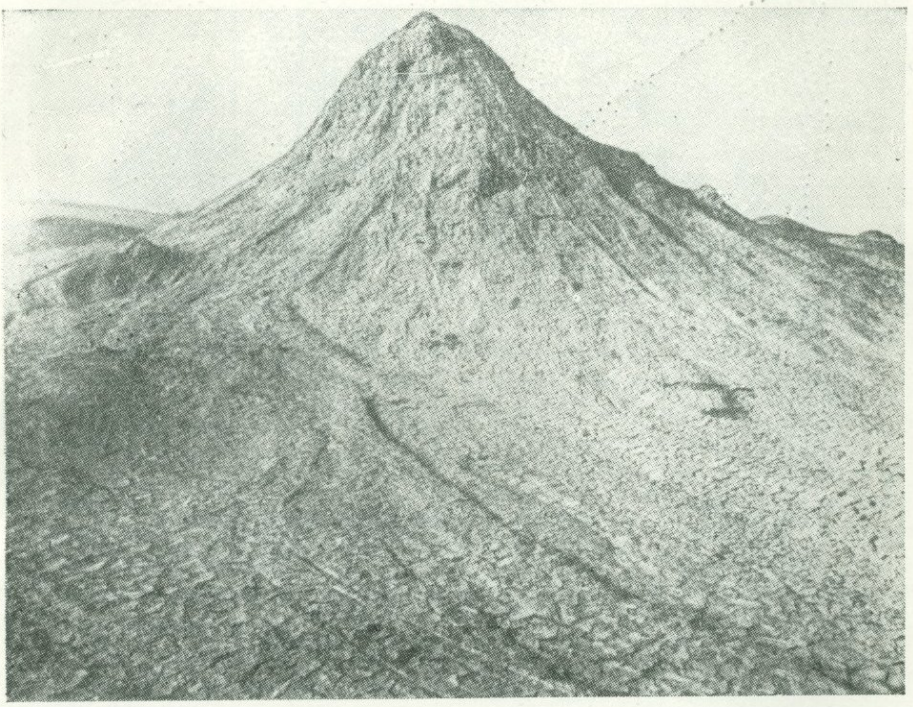


Рис. 62. Небольшая грязевая сопка. Кобыстан. Фото Е. В. Милановского

понтические и акчагыльские слои, разделенные несогласием. Распределение слоев разного возраста по площади показывает, что в целом эта зона представляет собой синклинорий, получивший название Шемахино-Кобыстанского; ось этого синклинория проходит непосредственно южнее Шемахи и далее через сел. Мараза на восток. На юге с расширением выходов палеогена и приближением к поверхности мела синклинорий переходит в Ленгебизско-Алятский антиклинорий. Последний граничит с северным бортом Куринской впадины по крупной зоне разлома, имеющей, очевидно, глубинный характер. На западе вдоль этого Аджичайско-Алятского разлома палеоген надвинут на средний и верхний плиоцен; на востоке, в полосе Алятской гряды разлом носит уже характер крупного сброса.

Складчатая структура Шемахино-Кобыстанского синклинория и Ленгебизско-Алятского антиклинория, подобно структуре Ковдаг-Сумгаитской зоны, закономерно изменяется с запада на восток от линейной, с отчетливым движением масс к югу, до типично брахиформной, с раз-

витием гребневидных и веерообразных антиклиналей, часто осложненных диапировыми проявлениями и грязевым вулканизмом.

На крайнем юго-востоке Большого Кавказа, в пределах большей части Апшеронского п-ова и юго-восточного Кобыстана, система довольно сильно сжатых складок палеогена — нижнего плиоцена кавказского простирания уходит под существенно иначе по-

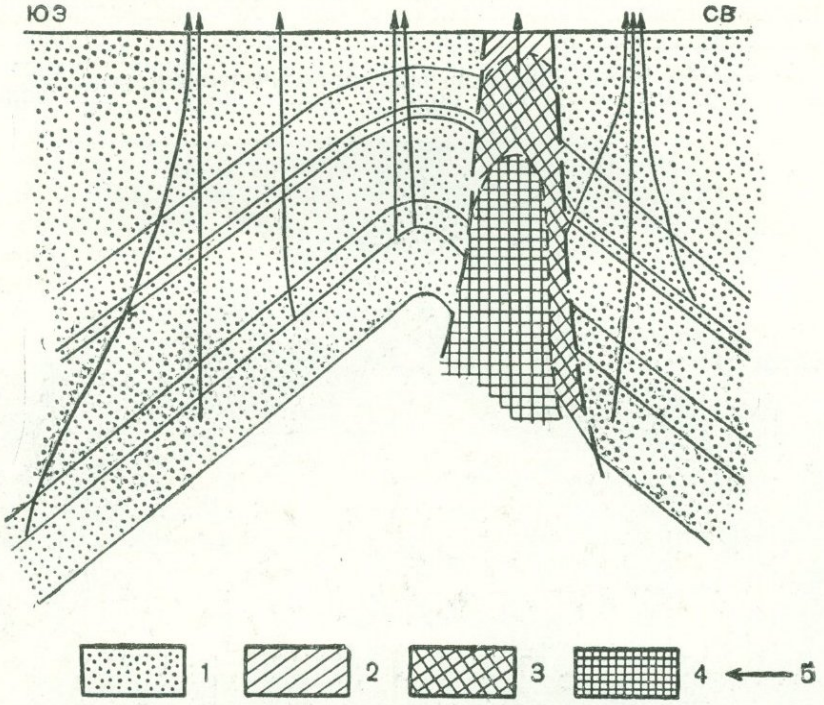


Рис. 63. Геологический разрез через поднятие Нефтяных камней (по Ф. И. Самедову):
1 — пески, песчаники, алевролиты и глины продуктивной толщи; 2 — глины диатомовой свиты; 3 — глины майкопской свиты; 4 — глины коунской свиты; 5 — буровые скважины

строенный комплекс отложений среднего плиоцена — антропогена, образующий самостоятельный структурный этаж. Складчатость этого комплекса прерывиста, но складки увязываются в определенные антиклинальные зоны, простирание которых сильно варьирует — от широтного до ССЗ-ЮЮВ, почти меридионального. Местами изгибающиеся антиклинали сочетаются в кольцевые зоны, между которыми располагаются округлые мульды апшеронских известняков. Складки, в общем, гораздо крупнее и расставлены заметно реже, чем в соседних с запада зонах. Брахиантиклинали и купола имеют в верхних слоях выпуклый и пологий свод, разбитый сбросами растяжения; книзу форма замка складки меняется на гребневидную, а сбросы замещаются взбросами и крутыми надвигами. Широко распространены грязевые вулканы, связанные с этими разрывами (рис. 62). Уменьшение мощностей осадков в сводах складок указывает на их непрерывный рост в течение плиоцена и антропогена.

В целом пучок складок в пределах Апшеронского п-ова обнаруживает тенденцию поворота к югу, но ряд фактов показывает, что эта

тенденция свойственна лишь верхнему структурному этажу, в то время как в подстилающих средний плиоцен слоях складки протягиваются в Каспийское море, сохраняя свое кавказское, близширотное простирание (Григорьянц, 1955). Такое простирание выдерживает и крупная антиклинальная зона, прослеживающаяся в море севернее и восточнее Апшеронского п-ова — антиклинорий Апшеронского архипелага (рис. 63). По данным морской сейсморазведки, эта зона смыкается на востоке с начинающейся по другую сторону Апшеронского порога Прибалханской антиклинальной зоной западной Туркмении, принадлежащей уже к системе западного погружения Копет-Дага.

Закавказская межгорная зона (Куринский и Рионский межгорные прогибы и Грузинская глыба)

К югу, точнее юго-юго-западу от системы Большого Кавказа, примерно начиная с линии Сочи—Они—Душети—Шемаха—Алят и на юг до северных подножий Аджаро-Имеретинского и Триалетского хребтов, Малого Кавказа и Талышских гор, простирается зона, которая в период интенсивного неогеново-четвертичного поднятия Б. и М. Кавказа испытала значительное погружение и стала областью накопления мощных молассовых толщ. Этот депрессионный характер она сохраняет в значительной степени и в настоящее время; к ней приурочены Колхидская и Кура-Араксинская низменности. Вместе с тем в пределах этой зоны имеются участки горного рельефа — Сурамский хребет и другие, с выходами на поверхность не только палеогеновых, но и мезозойских и даже палеозойских (Дзирульский массив) пород. На фоне характерных для этой зоны в целом отрицательных аномалий силы тяжести эти участки выделяются своими положительными аномалиями. Но положительные гравианомалии наблюдаются также и в отдельных районах Кура-Араксинской низменности, указывая на существование погребенных поднятий древних пород.

В противоположность интенсивным погружениям конца альпийского цикла, Закавказская межгорная зона весь отрезок своей предшествующей истории, по крайней мере начиная с верхнего палеозоя, характеризовалась чередованием умеренных поднятий и столь же умеренных погружений. Это привело к накоплению осадочных толщ сравнительно небольшой мощности, с отсутствием типично геосинклинальных формаций («платформеноидные» осадки, по А. И. Джанелидзе). Продукты вулканической деятельности, как показал впервые Г. С. Дзоценидзе (1948), специфичны по своему составу — это преимущественно производные трахибазальтовой магмы. Складчатость вне зон мощного накопления молассовых толщ проявилась в резко ослабленной форме. Наблюдаемая же в области наибольшего накопления моласс сложная складчато-надвиговая структура затухает с глубиной и явно связана, подобно Западной Кубани, Тамани, Передовым хребтам Северо-Восточного Кавказа и Апшерону, с высокой пластичностью майкопской толщи и среднего миоцена (Булейшвили, 1960). Все это показывает, что рассматриваемая зона представляет собой зону более ранней консолидации, срединный массив в альпийской геосинклинальной области Кавказа.

Закавказский срединный массив альпийского цикла является реликтом более обширной палеозойской структуры этого типа, охватывавшей на юге большую часть современного Малого Кавказа. Более юж-

ная часть массива в юрское время была вовлечена, очевидно, по разрывам, в погружение, с образованием наложенной Малокавказской (Сомхето-Кафанской) геосинклинали. Северная часть, соответствующая будущим Куринскому и Рионскому межгорным прогибам и Грузинской глыбе, в течение лейаса была, вероятно, в значительной степени областью размыва, но в байосе она также испытала некоторое погружение и стала местом накопления мощных толщ основных и средних лав. Лишь небольшой Дзирульский массив не был вовлечен в это погружение и оставался устойчиво приподнятым вплоть до современной геологической эпохи. Вероятно, существовали и другие такие участки, особенно в области Кура-Араксинской низменности, но, в отличие от Дзирульского массива, они оказались в конце концов перекрытыми более молодыми осадками.

В конце доггера область Закавказского срединного массива, а вместе с ней и южная окраина геосинклинали Большого Кавказа — Абхазско-Рачинская зона испытали значительное воздымание, сопровождавшееся складчатостью и внедрением интрузий гранитоидов. Контуры массива определяются в это время существованием и севернее, в зоне южного склона Большого Кавказа, и южнее, в Аджаро-Триалетской зоне, в полосе северных предгорий Малого Кавказа и, вероятно, в Талыше, прогибов, в которых поднятия не проявились и где накопление осадков на рубеже средней и верхней юры не прерывалось. Именно эта область поднятия конца доггера получила от А. И. Джанелидзе название Грузинской глыбы. Некоторые грузинские геологи (П. Д. Гамкрелидзе и др.) считают, что Грузинская глыба в юре и неокоме простиралась еще дальше к югу, включая Аджаро-Триалетскую зону (прогиб в пределах которой, по мнению этих геологов, образовался лишь в конце нижнего мела) и выступы палеозойского основания к югу от нее — Храмский и Локский массивы. Другие исследователи геологии Грузии (И. Р. Кахадзе, М. С. Эристави) держатся иного мнения, доказывая образование Аджаро-Триалетского прогиба еще в юре. Это мнение представляется нам более правдоподобным.

В своей дальнейшей истории, до олигоцена, а на некоторых участках и до середины или даже конца миоцена, Закавказский срединный массив был зоной поднятия, на общем фоне которой выделялись отдельные неглубокие прогибы типа Колхидского. В олигоцене, когда и на Большом и на Малом Кавказе, а также отчасти в Аджаро-Триалетах начались интенсивные поднятия, по краям срединного массива возникли уже более крупные и глубокие прогибы, которые в течение олигоцена и миоцена оттеснялись разрастающимися поднятиями и перемещались в сторону осевой части массива. К середине миоцена на востоке, в Азербайджане, к сармату в Карталинии, к мэотису в Колхиде осевая часть срединного массива была вовлечена в интенсивное погружение и стала зоной накопления мощных осадков типично молассового характера.

Эта волна погружений, компенсационная по отношению к воздыманию Б. и М. Кавказа, не охватила всю территорию срединного массива. Дзирульский массив, Окриба, верховья Квирилы лишь частично были охвачены погружением, не испытали значительной складчатости и были втянуты в поднятие Большого Кавказа. Грузинская глыба, в узком смысле слова, это и есть не затронутая неогеново-четвертичными погружениями часть Закавказского срединного массива. На западе Закавказский срединный массив продолжается в пределы Черного моря, на востоке — в пределы впадины Южного Каспия. В обоих случаях он ока-

зывается глубоко погруженным, находясь на продолжении наложенных на массив Рионского и Куринского межгорных прогибов.

По существу наиболее западным звеном системы межгорных прогибов Северного Закавказья является уже упоминавшаяся Сочинская депрессия, которая на западе и на юге уходит под уровень Черного моря, на востоке замыкается Гагринским выступом мезозоя. Этот выступ отделяет Сочинский прогиб от **Рионского межгорного прогиба.** В последнем следует различать три зоны: северо-восточную, или Абхазско-Мегрельскую, центральную, или собственно Колхидскую и юго-западную, или Гурийскую.

Абхазско-Мегрельская зона соответствует олигоцен-миоценовому тыльному прогибу Большого Кавказа, в плиоцене испытавшему более умеренное погружение. Колхидская зона, после относительно значительного погружения в течение мелового периода, в палеогене и миоцене оставалась приподнятой, но начиная с мэотиса обнаружила интенсивное прогибание, продолжающееся и в современную эпоху. Узкая Гурийская зона, выполненная очень мощными олигоцен-миоценовыми молассами, ограничивает с севера поднятие Малого Кавказа (Аджаро-Имеретинскогоо хребта); ее положение и история развития аналогичны Абхазско-Мегрельской.

Меловые и третичные слои Рионской впадины образуют систему довольно спокойных складок промежуточного типа, с гребневидными брахиантиклиналями и широкими пологими синклиналями, изогнутую в выпуклую в сторону моря дугу, благодаря изменению простираний с северо-западных — юго-восточных на севере до широтных на юге. Лишь некоторые из этих складок проявляются на поверхности, слагая между реками Ингури и Цхенис-Цхали дугообразную цепь возвышанностей, отделяющую Центрально-Мегрельскую депрессию от Колхидской низменности. В сводах этих поднятий выступает мел. Восточная часть системы поднятий контролируется глубинным разломом северо-восточного простирания, выявленным по сейсмическим данным (Рубинштейн, 1951). Центральная часть депрессии заполнена галечниками конца плиоцена. В Колхидской низменности существование погребенных поднятий установлено геофизикой и бурением; соответствующие данные обобщены в работах А. Г. Лалиева (1957), Е. К. Вахания (1959) и Б. А. Соколова (1959).

С востока Центрально-Мегрельская депрессия ограничивается небольшим квадратным блоком Асхи, сложенным меловыми отложениями, за которым следует более обширный и выдвинутый блок — Окрибское поднятие, прорезаемое средним течением р. Рионы; его строение наиболее полно было описано А. И. Джанелидзе в 1940 г. В центральной части этого поднятия выступает вулканогенный байос, сложенный в довольно крупные складки широтного простирания. По периферии и на возвышенностях байос несогласно перекрывается известняками неокома, образующими складки сундучно-коробчатого типа.

Продолжением Окрибского поднятия к востоку служит поле байоса в верховьях р. Квирилы — Сачхерское поднятие, сливающееся на юге с Дзирульским массивом. В пределах последнего обнажаются метаморфические сланцы и мраморы нижнего палеозоя, смятые в складки юго-западного — северо-восточного простирания и прорванные верхнепалеозойскими и юрскими гранитами. Между Дзирульским массивом и Окрибой вырисовывается пологая синклиналь (Чхаро-Чиатурская), выполненная олигоценом и миоценом; к ней приурочено Чиатурское марганцовое месторождение.

К северо-востоку от Окрибского поднятия, между ним и Абхазско-Рачинской зоной Большого Кавказа зажат узкий приразломный Рача-Лечхумский прогиб, заключающий довольно полный разрез мела, палеогена и миоцена. Как уже говорилось, он составляет одно из звеньев Кахетино-Лечхумской шовной зоны.

К востоку от Дзирульского массива располагается крупнейший межгорный прогиб Закавказья — **Куринский.**

Строение грузинской части Куринской впадины нами освещено по работе Д. А. Булейшвили (1960); в более ранней монографии М. И. Варенцова (1950) еще не могли быть учтены данные опорного бурения. Сводка по Куринской впадине в целом была опубликована В. Е. Хаиным и А. Н. Шардановым (1952), и в этой работе не были еще использованы полностью материалы опорного бурения. Несколько устарела также работа В. П. Маркевича (1954). Новые данные по междуречью Иори и Куры сведены в книге М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова (1960), а по более восточной части прогиба — А. К. Алиева (1960). Геологии и нефтегазоносности Бакинского архипелага посвящена книга А. Л. Путкарадзе (1958).

В продольном направлении обширный Куринский прогиб распадается на три значительно отличающихся друг от друга отрезка. Западный, наиболее короткий и узкий отрезок простирается от Дзирульского массива до р. Иори. Он соответствует Карталинской депрессии, расположенной между цепью передовых поднятий южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской складчатой зоной. Депрессия представляет собой асимметричный синклинорий, в осевой части которого развита мощная толща верхнемиоценовых моллас, вверху континентальных. Как показало бурение, под этой толщей, после среднего миоцена небольшой мощности, полого залегает также маломощный и известняковый верхний мел, подстилаемый более резко дислоцированным вулканогенным байосом. В отличие от этого, в бортовых частях депрессии наблюдается значительная мощность олигоцена, нижнего и среднего миоцена; в это время здесь развивались краевые прогибы. В северном борту отложения олигоцен-миоцена образуют узкие, опрокинутые к югу и осложненные надвигами того же направления антиклинальные складки, разделенные более широкими спокойными синклиналями. Структура южного борта (Кавтисхевского краевого прогиба) существенно иная — здесь олигоцен-миоценовые слои слагают окончания погружающихся в сторону депрессии антиклинальных складок Триалетского хребта, изменяющих свое простирание с триалетского восточно-северо-восточного на общекавказское восточно-юго-восточное. Северные крылья складок осложнены направленными к оси депрессии надвигами, кулисообразно подставляющими друг друга с запада на восток.

Почти непрерывная цепь разрывов по границе Аджаро-Триалет с Рионской и Куринской впадинами и резкое изменение фаций и мощностей мела и палеогена вдоль нее указывают на существование здесь глубинного разлома. По этому разлому в мезозое и нижнем палеогене Аджаро-Триалетская зона опускалась относительно Закавказского срединного массива, а начиная с олигоцена знак движения сменился на обратный.

В осевой части Карталинской депрессии верхний миоцен образует пологий синклинальный прогиб. На востоке, между реками Арагви и Иори, этот прогиб почти нацело замыкается благодаря сближению складок северного и южного бортов депрессии.

К востоку от Тбилиси Куринская впадина, напротив, резко расширяется за счет Большого Кавказа и Триалет и приобретает более сложное строение. На севере в ее состав входит молодая, окончательно оформившаяся в антропогене, в послехазарское время, Алазано-Агричайская депрессия, несколько наискось наложенная на флишевую зону южного склона Большого Кавказа и на ограничивавшее последнюю с юга поднятие. Уцелевшие звенья этого поднятия — описанные выше Дзау-Кахетинский и Нухино-Вандамский антиклинории.

Алазано-Агричайская депрессия заполнена довольно мощной толщей четвертичных галечников; ее глубинное строение благодаря этому скрыто от наблюдения до проведения глубокого бурения. Вероятно, под галечниковым покровом на мезозое несогласно залегают майкопские, сарматские, а на востоке и акчагыльские морские отложения, а также континентальные образования миоплиоцена и верхнего плиоцена.

По южному краю Алазано-Агричайской впадины, вдоль Ширакского плато, Дашюзского и Амирванского хребтов прослеживается полоса погребенных поднятий мезозоя, параллельная Кахетино-Вандамскому антиклинорию. Местами в этой полосе мезозой выступает на поверхность из-под верхнеплиоценовых галечников; таковы, например, утесы титонских известняков и выходы вулканогенного байоса у Цители-Цхаро (Красных колодцев). Далее к югу, занимая междуречье Алазани и Иори, простирается Мирзаанская зона мощного накопления олигоценовых, миоценовых и нижнеплиоценовых осадков; морские отложения сармата сменяются континентальными образованиями ширакской свиты. Несогласно на последних тонким покровом залегают осадки акчагыльской трансгрессии.

Весь этот комплекс молассовых образований собран в серию складок, наклоненных к югу и осложненных надвигами. Надвиги срезают южные крылья антиклиналей и приводят к перекрытию северными крыльями смежных с юга синклиналей, образуя в общем чешуйчатую структуру. На некоторых участках синклинали расширяются и в них появляются более пологие и не осложненные разрывами поднятия. Как установлено сейсморазведкой, эта сложная складчатость быстро затухает с глубиной. В то время как в Мирзаанской зоне (синклинории) на поверхности развиты лишь отложения не древнее верхов сармата, в сложно построенной, но узкой полосе поднятий вдоль правого берега р. Иори выступают среднемиоценовые и майкопские слои. Эта Чатминская зона поднятий лежит на юго-восточном продолжении погружающегося у Тбилиси Триалетского антиклинория; весьма вероятно, что она представляет собой шовную структуру, продолжающую глубинный разлом северной окраины Триалет.

К югу от Чатминской зоны, занимая большую часть междуречья Иори и Куры, простирается полоса развития брахиантиклинальных складок, в сводовой части которых выступает сармат, изредка средний миоцен и майкоп, а на крыльях, погружениях и промежуточных широких и пологих синклиналях — акчагыл и континентальный апшерон. Ширакская свита в этой Джейранчельской[1] зоне, как и в Чатминской, не отлагалась, и между акчагылом и сарматом наблюдается значительное несогласие.

---

[1] Первоначально эта зона была выделена Н. Б. Вассоевичем под названием Палантекянской; это название было принято также в работе В. Е. Хаина и А. Н. Шарданова. Однако в дальнейшем оказалось, что хребет Палантекян относится не к этой зоне, а к более северной Чатминской, это и заставило М. Г. Агабекова и А. В. Мамедова изменить ее название на Джейранчельскую.

Джейранчельская зона по своему положению между Чатминским антиклинорием и северным крылом мегантиклинория Малого Кавказа должна рассматриваться как синклинорий, причем резко асимметричный, с растянутым, достигающим Куры северным крылом и редуцированным южным крылом. Асимметрия эта усиливается с глубиной, так как в северном крыле отложения палеогена и миоцена обладают значительной мощностью, а в южном крыле очень быстро выклиниваются и континентальный верхний плиоцен на правобережье Куры непосредственно ложится на мел. Складки Джейранчельской зоны в меньшей степени, чем складки Мирзаанской зоны, разорваны надвигами с перемещением северных крыльев к югу; амплитуда этих разрывов постепенно уменьшается в южном и восточном направлениях.

К востоку от поперечной долины низовьев Алазани характер строения Куринской впадины снова несколько изменяется. Джейранчельский прогиб углубляется и развертывается в широкую Нижнекуринскую депрессию, выполненную мощной толщей морских верхнеплиоценовых и антропогеновых отложений. Морфологически это равнина, занятая нижними течениями Куры и Аракса, делящими ее на Ширванскую, Карабахскую, Мильскую и Муганскую степи. С севера равнина окаймляется несколькими невысокими грядами, отвечающими антиклинальным поднятиям верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных моласс. Антиклинали скошены к югу и большей частью разорваны по южным крыльям крутыми надвигами. Они разделены широкими и спокойными синклиналями, к которым приурочены межхребтовые котловины. У р. Гирдыманчай эта Аджиноурская зона складок примыкает к окраинному Ленгебизско-Алятскому поднятию Юго-Восточного Кавказа; лишь наиболее южные складки поворачивают на юго-юго-восток вдоль нижнего течения Куры и здесь, между Алятской грядой и низовьями Куры, образуют пучок складок, расходящихся в сторону Каспийского моря. Они составляют тектоническую зону, выделяемую под названием Алято-Сальянской.

Антиклинальные поднятия данной зоны морфологически и по составу слагающих их слоев (от продуктивной толщи и выше) очень сходны со складками Апшерона и Кобыстана, но отличаются более крупными размерами, более выдержанным простиранием и большей нарушенностью сбросами растяжения, достигающими амплитуды в несколько сот метров. На всем своем протяжении сопровождается крупным разрывом антиклиналь, следующая вдоль нижнего течения Куры к зал. Кирова. Разрыв и сама антиклиналь, как мы увидим ниже,— вероятное отражение крупного разлома фундамента.

Складчатость Алято-Сальянской зоны и юго-восточного Кобыстана продолжается в область мелководья, обрамляющую с востока и северо-востока южную котловину Каспия. Многочисленные острова и подводные банки Бакинского архипелага представляют собой большей частью вершины грязевых вулканов, осложняющих эти складки. Заворачивая к юго-востоку, эта система антиклинальных поднятий и синклинальных прогибов проявляется в рельефе дна западного склона Южно-Каспийской впадины (Соловьев, Кулакова, Агапова, 1960).

Центральная часть Кура-Араксинской низменности, как уже отмечалось, представляет собой крупный и плоский синклинальный прогиб плиоценово-четвертичных отложений. Синклинальное строение установлено сейсморазведкой до глубины 3,5 *км;* ниже оно сменяется пологим антиклинальным перегибом, значение которого будет понятно из дальнейшего.

Еще в тридцатых годах по данным маятниковой съемки в этом районе была установлена крупная положительная гравитационная аномалия, получившая название Кюрдамирской (М. С. Абакелиа), или Талышско-Вандамской (В. В. Федынский). По поводу природы этой аномальной зоны высказывались различные предположения — одни видели в ней отражение погребенного поднятия древнего фундамента, другие — результат внедрения крупных масс пород основной магмы. Проведенное недавно глубинное сейсмическое зондирование пролило свет на эту дилемму — кровля гранитного слоя, т. е., вероятно, палеозойского фундамента, оказалась залегающей на глубине 5 *км*, а на глубине 7 *км* была уже установлена кровля базальтового слоя. Глубину залегания поверхности Мохоровичича определить не удалось, но из этих данных ясно, что и она должна располагаться на относительно небольшой глубине; такая сокращенная мощность коры вообще типична для срединных массивов. Пятикилометровый слой осадочных пород целиком или почти целиком отвечает антропогену и плиоцену; в течение всего остального кайнозоя, а также мезозоя и, вероятно, позднего палеозоя район Кюрдамирского гравитационного максимума был областью поднятия и размыва [1]. Существование в этом районе крупного поднятия фундамента делает понятным тот изгиб, который испытывают складки Ширакско-Аджиноурской полосы, переходя в складчатый пучок Алято-Сальянской зоны. На востоке Кюрдамирское поднятие ограничено зоной разломов, по которой фундамент опущен до глубины 12 *км*, базальтовый слой — до глубины 18 *км*. Очевидно, с этой зоной связан антиклинальный пояс низовьев Куры.

Нам остается рассмотреть юго-западный борт Нижнекуринской впадины. Построен он достаточно просто. Вдоль периферии Малого Кавказа под полого моноклинально падающим к северо-востоку верхним плиоценом в палеогене и миоцене наблюдаются отдельные брахиантиклинальные поднятия. По-видимому, палеоген и миоцен выполняют прогиб между Кюрдамирским поднятием и Малым Кавказом. Продолжение этого Бардинского прогиба протягивается вдоль северо-восточных предгорий Талыша, переходя к северо-востоку в крупное и плоское, платформенного типа, Новоголовское поднятие, где на глубине около 2200 *м* вскрыта кровля мела.

Мегантиклинорий Малого Кавказа

Складчато-глыбовое сооружение Малого Кавказа образует широкую (150—200 *км*) дугу, выпуклый к северу изгиб которой находится к югу от Грузинской глыбы, в зоне Транскавказского поперечного перегиба (см. рис. 63). От мегантиклинория Большого Кавказа Малый Кавказ отличается отсутствием осевого поднятия, сравнительно простой складчатой структурой, относительной кратковременностью развития отдельных геосинклинальных прогибов (средняя юра — верхний мел, или верхний мел — палеоген), которые, как правило, со значительным перерывом накладывались на консолидированное древнее основание.

Для Малого Кавказа характерны исключительно мощные проявления мезозойского и кайнозойского магматизма в интрузивной и эффузивной формах, в том числе широкое развитие неогеновых и четвертичных наземных вулканогенных толщ, которые маскируют древние струк-

[1] Или накопления глубоководных осадков малой мощности.

туры более чем на $^1/_4$ части территории Малого Кавказа; это обстоятельство сильно затрудняет анализ тектонического строения ряда районов Малого Кавказа.

Еще отчетливее, чем на Большом Кавказе, здесь проявляется кулисное расположение частных структур относительно главных тектонических зон, что, по-видимому, связано с наличием в фундаменте Малого Кавказа глубоких разломов двух, попеременно проявлявших себя направлений: в юго-восточной части Малого Кавказа — юго-восточного и субширотного, а в северо-западной части — широтного и юго-западного.

Расчленение на поперечные отрезки на Малом Кавказе выражено менее резко, чем на Большом; исключение составляет лишь полуизолированный район Талыша, по своему положению сравнимый с юго-восточным сегментом Большого Кавказа.

Если складчатое сооружение Большого Кавказа представляет итог развития единой крупной альпийской геосинклинали, заложившейся в лейасе, то на Малом Кавказе лишь северо-восточная его часть — Сомхето-Кафанская зона — отвечает геосинклинали юрско-мелового времени, а обширные территории, прилегающие к ней с юго-запада (Армянская зона), с северо-запада (Аджаро-Триалетская зона), с юго-востока (Талыш), главное геосинклинальное прогибание испытали в позднем мелу — палеогене, а до этого либо несомненно (Армянская зона), либо предположительно представляли зоны относительных поднятий. Наконец, крайняя юго-восточная часть Малого Кавказа — Приараксинская зона — в начале альпийского этапа (до конца доггера) представляла миогеосинклинальный прогиб, унаследованный с палеозоя, а в дальнейшем — до конца палеогена проявляла тенденции к относительному поднятию, нарушенные лишь в позднем кайнозое возникновением нескольких наложенных впадин.

Тектоническая структура Малого Кавказа в целом охарактеризована в работах К. Н. Паффенгольца (1948, 1959), Л. Н. Леонтьева (1949), А. А. Габриеляна (1959), Е. Е. Милановского (1956). Структуре Аджаро-Триалетской зоны посвящены исследования П. Д. Гамкрелидзе (1949), тектоника северо-восточной части Малого Кавказа — Сомхето-Кафанской зоны описана Л. Н. Леонтьевым (1949), Р. Н. Абдуллаевым, Э. Ш. Шихалибейли и Г. П. Корневым (1960), строение юго-западной части Малого Кавказа — А. Т. Асланяном (1958), А. А. Габриеляном (1959), Ш. А. Азизбековым и Г. П. Корневым (1956), структура юга Малого Кавказа освещена С. С. Мкртчяном (1958). Анализ новейшей тектоники Малого Кавказа дан Е. Е. Милановским (1960, 1962).

В северной части мегантиклинория расположена **Аджаро-Триалетская складчатая зона,** сложенная мощными толщами мела и палеогена. В виде полосы шириной в 50—70 *км* эта зона протягивается в широтном направлении на 300 *км* от района Батуми на западе, где она, огибая с юго-востока Черноморскую впадину, переходит к юго-западу в складчатую зону Восточного Понта, до района Тбилиси, к востоку от которого структуры Аджаро-Триалетской зоны быстро погружаются под неогеново-четвертичные отложения Куринской впадины. С севера Аджаро-Триалетская зона ограничена межгорными прогибами и Дзирульским поднятием Грузинской глыбы, а с юга — западной, тектонически наиболее приподнятой частью Сомхето-Кафанской зоны, почти повсеместно перекрытой молодыми эффузивами Ахалкалакского вулканического щита. Структура Аджаро-Триалетской складчатой зоны сформировалась на месте геосинклинального прогиба, выполненного вулканогенно-карбонатными образованиями альба — верхнего мела и

очень мощными флишево-вулканогенными толщами палеоцена и эоцена общей мощностью до 5—7 *км*. Перед верхним эоценом имеется перерыв и несогласие, фиксирующее начальную фазу формирования складчатого сооружения. Разрез нижней части альпийского этажа (юра — неоком), по всей вероятности, сильно редуцирован.

В современной структуре по подошве мела или палеогена Аджаро-Триалетская зона рисуется как синклинальный прогиб, осевая часть которого, сложенная мощными толщами мела и особенно палеоцена — среднего эоцена, оказалась в результате последующих движений относительно несколько приподнятой. По обе стороны от нее в пределах краевых участков синклинория, отличающихся менее мощным, сокращенным разрезом палеоцена — среднего эоцена, кулисно расположены небольшие остаточные прогибы, выполненные олигоценом — низами миоцена,— Ахалцихский и Алгетский на юге, Гурийский и Кавтисхевский на севере. Они придают осевой части Аджаро-Триалетской зоны, в целом имеющей синклинорное строение, некоторые черты обращенного антиклинория.

Для Аджаро-Триалетской зоны характерны крупные, сильно сжатые, изредка почти изоклинальные или, наоборот, сундучные, линейные, слабо ундулирующие складки, многие из которых прослеживаются по всей длине зоны. В северной ее части они обнаруживают отчетливое опрокидывание к северу, в южной — слабо выраженное опрокидывание на юг, благодаря чему складчатая структура приобретает местами веерообразный характер. Простирание складок (от субширотного на востоке, до юго-западного на западе) не вполне согласуется с простиранием зоны в целом, вследствие чего складки наискось пересекают ее и последовательно, в виде ряда кулис, упираются в северный борт синклинория.

Опрокидывание складок к северу нередко сопровождается образованием взбросов и надвигов на подвернутых крыльях. По северной границе протягивается целая система кулисообразно подставляющих друг друга крупных взбросов и крутых надвигов протяженностью до 100—150 *км*, по которым Аджаро-Триалетская зона надвинута на Грузинскую глыбу.

Поперечные структуры в Аджаро-Триалетской зоне, в общем, выражены слабо, но ее средний поперечный участок — Боржомский — выделяется скучиванием складок, увеличением роли взбросов и надвигов, присутствием центров четвертичных излияний, а также высокой сейсмичностью. Этот участок ограничен с севера Дзирульским выступом, а с юга к нему подходит зона активного меридионального разлома (Абул-Самсарский вулканический хребет). К западному Гурийско-Аджарскому участку зоны, прилегающему к Черноморской массе, приурочена группа субщелочных интрузий монцонитов, сиенит-диоритов и др.

На юго-востоке к Аджаро-Триалетской зоне примыкает **Сомхето-Кафанская зона,** занимающая всю северо-восточную часть Малого Кавказа и отвечающая главному его альпийскому прогибу. Она протягивается более чем на 350 *км*, скрываясь на северо-западе под новейшими эффузивами Ахалкалакского нагорья и погружаясь на юго-востоке под поперечный наложенный прогиб низовий Аракса. Современная структура зоны представляет итог развития крупного геосинклинального прогиба, наложенного (во всяком случае, в северо-западной, наиболее приподнятой части зоны) на древнее геоантиклинальное основание, сложенное нижнепалеозойскими метаморфическими толщами, герцинскими гранитоидами и относительно маломощным осадочно-вулкано-

генным верхним палеозоем (C_{2+3}). Альпийский этаж начинается с маломощного терригенного лейаса (вскрытого также лишь на северо-западе)[1], перекрытого исключительно мощным вулканогенным байосом (порфириты, кварцевые плагиопорфиры) и залегающим выше (на крыльях поднятий — трансгрессивно) туфогенным батом. Выше следуют (на крыльях поднятий — также несогласно) вулканогенно-осадочные толщи мальма, отсутствующие, как и бат, на крайнем северо-западе зоны. В ее самой юго-восточной части довольно мощно развит карбонатный нижний мел. Все эти образования составляют в целом единый нижнеальпийский структурный ярус (мощностью до 5—6 *км*), прорванный позднеюрскими и раннемеловыми гранитоидами.

В частных прогибах выше, как правило, с угловым несогласием залегают терригенные, вулканогенные и карбонатные толщи второго альпийского структурного яруса (альб — верхний мел), мощность которого возрастает на северо-восточном и юго-западном крыльях зоны, а по ее простиранию — к юго-востоку до 2—3 *км*. Таким образом, северо-западная часть зоны характеризуется сокращением мощностей, выпадением из разреза отдельных толщ (как бы «вырождением» геосинклинали), а юго-восточная — наибольшей полнотой и мощностью мезозойского разреза. На юго-востоке, близ Аракса, мы встречаем почти полный разрез нижнего мела.

В современной структуре, которая начала складываться еще в доггере и в основном оформилась в конце мела — палеогене, Сомхето-Кафанская зона выражена в виде нескольких самостоятельных тектонических элементов. Ее большую северо-восточную часть занимает крупный сложно построенный Сомхето-Карабахский антиклинорий, в свою очередь состоящий из ряда кулисообразно расположенных поднятий, сложенных в основном лейасом и доггером, и прогибов, выполненных главным образом мальмом и верхним мелом.

Северо-западная и юго-восточная части антиклинория довольно резко отличаются по своему строению. В более приподнятой северо-западной части Сомхето-Карабахского антиклинория господствуют брахиформные, коробчатые поднятия широтного простирания (Шамхорское, Алавердское, Локское, Храмское), в ядрах которых, по мере движения к северо-западу, появляются все более крупные «окна» палеозойского фундамента. Эти поднятия представляют, по-видимому, образования типа «глыбовых», или «отраженных», складок, контролируемых горстообразными структурами фундамента, что особенно отчетливо видно на наиболее приподнятом Храмском выступе. Выполненные мелом прогибы широтного (Болнисский) и поперечного северо-северо-восточного простирания (Иджеванский), раскрывающиеся в сторону Куринской впадины, также имеют коробчатый, грабен-синклинальный характер.

Для более погруженной юго-восточной половины антиклинория характерны узкие линейные поднятия, сложенные интенсивно смятыми среднеюрскими вулканогенными толщами и оборванные крутыми взбросами на их юго-западных крыльях (Мровдагский, Карабахский, Агдамский антиклинории второго порядка). Поднятия чередуются здесь с несколько более широкими раскрывающимися на юго-востоке прогибами, для которых типичны менее напряженные, нередко брахиформные складчатые структуры (Дашкесанский, Мартунинский синклинории

[1] В юго-восточной части зоны ниже юры, может быть, залегает триас, так как среди поля меловых пород Акеринского синклинория во вторичном залегании была обнаружена глыба известняков с фауной верхнего триаса (у сел. Алякчи).

второго порядка). Поднятия в юго-восточной части Сомхето-Кафанского антиклинория по своей морфологии и природе, очевидно, отвечают приразломным или шовным антиклиналям.

С юго-запада к юго-восточной части Сомхето-Карабахского антиклинория примыкает более глубокий и обширный, чем внутренние прогибы последнего, Акеринский синклинорий, выполненный мощными толщами доггера, мальма, нижнего и верхнего мела. Его продолжением на северо-западе является Севанский синклинорий, в котором верхний мел перекрыт мощными толщами складчатого палеогена. Вместе с Акеринским синклинорием он образует Севано-Акеринскую синклинальную зону. Узкий, разбитый сетью разломов и прорванный эоценовыми гранитоидами и родственными им трещинными интрузиями Лачинский антиклинорий второго порядка разделяет Акеринский синклинорий на два частных прогиба. Северо-восточный (Сарыбабинский) синклинорий второго порядка обладает весьма напряженной складчатой структурой (вплоть до изоклинальной складчатости и плойчатости в наиболее суженной части прогиба), усложненной рядом продольных взбросов и несколькими цепочками мелких верхнемеловых гипербазитовых интрузий, которые приурочены к зоне глубинного разлома, ограничивающей с северо-востока Акеринский прогиб.

Интересно отметить, что одна из цепочек гипербазитов, следующая вдоль юго-западного борта Мровдагского поднятия, отщепляясь от основного пучка ультраосновных интрузий, проникает между Мровдагским и Карабахским поднятиями (по Тоурагачайскому прогибу) глубоко в тело Сомхето-Карабахского антиклинория.

Юго-западный (Гочасский) прогиб Акеринского синклинория отличается более простой складчатой структурой и лишен интрузий. Погружаясь к юго-востоку, он перекрывается в низовьях Акеры полого залегающим майкопом и континентальным верхним плиоценом, который к северо-западу сменяется почти недислоцированными плиоценовыми вулканогенно-обломочными толщами, выполняющими осевую часть прогиба между реками Акера и Базарчай (Воротан). На юго-западе Акеринский прогиб сменяется Кафанским антиклинорием, сложенным средней и верхней юрой в тех же вулканогенных фациях, что в Сомхето-Карабахском антиклинории, так же прорванной предмеловыми гранитоидными интрузиями и несущей сходное колчеданное оруденение. На крыльях антиклинория развиты нижне- и верхнемеловые отложения. Северная часть антиклинория скрыта под новейшими эффузивами Карабахского (Сюникского) нагорья.

Вдоль юго-западного крыла Кафанского поднятия, по границе его с Зангезурским антиклинорием проходит крупнейший Хуступ-Гирратахский разлом типа взброса (с падением сместителя к юго-западу), являющийся отражением главного тектонического шва Малого Кавказа, который разделяет Сомхето-Кафанскую и Армянскую тектонические зоны. Севернее, на широте города Горис, разлом скрывается под лавами Карабахского нагорья, но его продолжение хорошо выявляется по расположению цепи крупнейших вулканов Ишихлы, Кызылбогаз и др.

Дальнейшее продолжение главного тектонического шва Малого Кавказа к северо-западу непосредственно не прослеживается, так как к зоне этого шва приурочен Севанский синклинорий, занимающий осевое положение в структуре Малого Кавказа. Севанский синклинорий представляет вторичный геосинклинальный прогиб Малого Кавказа, развивавшийся в позднемеловое и палеогеновое время. Северо-

восточное крыло его располагается в пределах юго-западной краевой части Сомхето-Кафанской зоны, частично наследуя отдельные синклинальные структуры последней (в частности, Акеринский прогиб), а местами накладываясь на юрские структуры с угловым и даже азимутальным несогласием (в северо-западной части Севанского прогиба). Юго-западное крыло синклинория, в значительной мере замаскированное новейшими вулканическими образованиями, наложено на северо-восточную краевую часть Армянской тектонической зоны (см. ниже), сложенную палеозойскими образованиями.

Севанский синклинорий выполнен терригенно-туфогенными и карбонатными отложениями верхнего мела, которые в осевой части прогиба согласно перекрыты карбонатно-флишоидными осадками палеоцена — нижнего эоцена. Выше трансгрессивно, а на крыльях синклинория несогласно на разных горизонтах мела, юры и палеозоя (?) залегает очень мощная вулканогенная толща среднего эоцена. Она прорвана на северо-восточном крыле прогиба наиболее молодыми из гипербазитовых, а также габбро-диоритовыми и ранними гранитоидными интрузиями, прерывистая цепочка которых уходит на юго-восток в Акеринский прогиб. Эта толща со слабым несогласием перекрыта менее мощной верхнеэоценовой вулканогенной толщей, в свою очередь прорванной гранитоидными и щелочными интрузиями, тяготеющими к осевой части синклинория и его юго-западному крылу (Памбакские, Далидагская интрузии и пр.). На отдельных участках синклинория развиты олигоценовые вулканогенные и лагунно-озерные образования.

Для верхнемеловых и палеогеновых отложений синклинория характерна линейная, местами брахиформная складчатость, в общем, умеренной интенсивности, сформировавшаяся к концу эоцена и окончательно в олигоцене. Она усиливается к северо-восточному борту (осложненному разломами), где появляются крутые и даже опрокинутые к юго-западу складки.

В мел-эоценовой структуре Севанского синклинория хорошо различаются три поперечных участка. На среднем участке — между оз. Севан и г. Кировакан — он представляет единый прогиб, осложненный несколькими крупными складками субширотного простирания, расположенными кулисообразно, под острым углом к оси синклинория. Они находят продолжение в структурах смежной части Сомхето-Карабахского антиклинория, в который синклинали Севанского синклинория вдаются в виде своеобразных структурных «заливов». Местами граница с Сомхето-Карабахским антиклинорием осложнена взбросами.

В своих северо-западных и юго-восточных частях Севанский синклинорий расщепляется на две ветви. Так, к северо-западу от г. Кировакан в центральной части синклинория возникает широтное Базумское поднятие (антиклинорий). Оно сложено сильно смятыми метаморфизованными отложениями нижнего и верхнего мела. Это Базумское поднятие отделяет от главной южной (Памбакской) ветви Севанского прогиба, унаследованной от верхнемелового времени, ветвь северо-западного простирания (Лорийский синклинорий), резко несогласно наложенную на широтные юрские структуры северо-западной, наиболее приподнятой части Сомхето-Карабахского антиклинория. Лорийский синклинорий уходит на северо-западе под молодые эффузивы Ахалкалакского вулканического нагорья.

Аналогичная картина наблюдается в юго-восточной части синклинория, в районе Большого Севана, где обособляются Кельбаджарский палеогеновый прогиб юго-восточного простирания,

унаследованный от Акеринского верхнемелового прогиба, и Западно-Варденисский палеогеновый прогиб субмеридионального простирания. Первый из них ныне центроклинально замыкается на водоразделе рек Тертера и Акеры, но первоначально распространялся несколько дальше к юго-востоку в верховья последней. Второй прогиб, наложенный на геоантиклинальную Армянскую зону, непосредственно связывает Севанский синклинорий с Ордубадским.

Структура Западно-Варденисского прогиба, так же как и сложенного верхним мелом Верхнетертерского поднятия, отделяющего его от Кельбаджарского синклинория, недостаточно ясна, так как в значительной степени замаскирована покровами неогеново-четвертичных эффузивов Варденисского и Карабахского нагорий.

В осевой части Севанского синклинория расположено несколько остаточных и частью наложенных впадин типа мульд и грабенов, заполненных неогеновыми и четвертичными образованиями. Наиболее обширная из них — Севанская — развивалась почти непрерывно с конца палеогена до современной эпохи. Мощность верхнего миоцена в ней превышает 0,6 *км*, плиоцена — антропогена составляет 0,3—1,2 *км* (по данным бурения и геофизических исследований). Севанская впадина состоит из трех брахиформных мульд (Верхне-Разданской, Малого и Большого Севана), расположенных на общей оси и разделенных поперечными перемычками. Самая крупная и глубокая мульда — Большого Севана — приурочена к участку расщепления Севанского синклинория на юго-восточную и меридиональную ветви. На крыльях Севанская впадина ограничена системами молодых — плиоценовых и четвертичных сбросов и флексур (амплитудой до 100—200 *м* на западном и до 500—600 *м* на северо-восточном борту впадины), осложняющих брахисинклинальную в целом структуру, которая особенно четко выражена на юго-восточном, центроклинальном ее замыкании, наследующем в смягченной форме структуру Кельбаджарского прогиба.

В северо-западной части впадина Малого Севана приобретает характер узкого грабена, наложенного на свод крупной палеогеновой антиклинали. Продолжение этого молодого грабена прослеживается далее на запад-северо-запад в виде четковидной системы более молодых наложенных Памбакских впадин, разделенных горстообразными перемычками и отчасти ундуляциями коренного днища грабена. Система Памбакских впадин представляет глубокую внутригорную депрессию, заполненную плиоценовыми и четвертичными образованиями мощностью в несколько сот метров.

К западу от Памбакских впадин, за Джаджурской поперечной перемычкой (меридиональный горст) следует обширная и глубокая изометричная Ленинаканская впадина, ограниченная с севера крутой флексурой и распространяющаяся к югу вплоть до южного края Севанского синклинория.

Амплитуда новейших (N_2—Q) дифференциальных опусканий описанных впадин относительно смежных поднятий достигает 1,5—2,5 *км*. Характерна приуроченность Памбакских впадин, а также северной и северо-восточной частей Ленинаканской и Севанской впадин к полосе распространения верхнемеловых (?) и палеогеновых линейно вытянутых ультраосновных, основных и кислых интрузий, внедрившихся в зоне главного тектонического шва Малого Кавказа (Севано-Зангезурского разлома). Очевидно, и линейная система молодых впадин, по глубине и контрастности движений в них, не имеющих аналогов в других районах Малого Кавказа, также генетически связана с зоной главного шва, рав-

но как и сам Севанский синклинорий в целом представляет собой шовную структуру. По всей вероятности, Севано-Зангезурский шов следует представлять не как один крупный разлом, а как целую зону крупнейших глубоких нарушений, в пределах которой и развился Севанский вторичный геосинклинальный прогиб.

Уже отмечалось, что юго-западное крыло Севанского синклинория наложено на краевую северо-восточную часть **Армянской структурно-фациальной зоны,** выраженной в современной структуре несколькими вторичными геосинклинальными прогибами и поднятиями, развивавшимися в позднемеловое — палеогеновое время. Комплекс отложений верхнего мела — палеогена непосредственно подстилается в северо-западной части зоны метаморфическими нижнепалеозойскими (?) образованиями (см. стр. 37), а на юго-востоке — средним палеозоем. Юра и нижний мел в этой зоне, по-видимому, отсутствуют.

Таким образом, в первой половине альпийского этапа эта зона представляла обширную Армянскую геоантиклиналь (массив). Затем на нее были наложены несколько вторичных геосинклинальных прогибов, заполненных относительно маломощным верхним мелом (менее 1 *км*) и мощными флишоидными и вулканогенно-осадочными толщами палеогена (до 3—4 *км*), а в Ереванском прогибе — также лагунным миоценом (1—2 *км*). На северо-востоке зоны протягивается прерывистая цепочка из нескольких относительно небольших, кулисообразно расположенных остаточных антиклинальных и горстовых поднятий, не захваченных мел-палеогеновыми опусканиями. Несколько условно их принято называть Мисхано-Зангезурской зоной поднятий. Наиболее крупное из них — Мисханское (к западу от оз. Севан) представляет выступ метаморфических пород, облекаемый на крыльях верхнемеловыми — эоценовыми и более полого залегающими миоплиоценовыми образованиями. По северо-восточной границе Мисханского антиклинория проходит крупный Мармарикский разлом (продолжение Гирратахского?), использованный палеогеновыми интрузиями, рудоносными растворами и современными термальными водами.

На юго-востоке Мисханское поднятие, сужаясь, переходит в узкий Ахтинский горст, скрывающийся далее под лавами Гегамского нагорья. В юго-восточной части нагорья выступает на небольшом участке среднепалеозойское складчатое основание Аргичинского (Южно-Агманганского) брахиантиклинория, круто погружающееся к юго-востоку. Следующее поднятие — Верхнетертерское,— возможно, в какой-то мере являющееся продолжением Ахтинского, намечается в междуречье рек Тертер и Арпа, где из-под молодых лав выступают (на северо-восточном крыле этого поднятия (?) верхнемеловые отложения.

Последнее из поднятий этой зоны — Зангезурский антиклинорий — сложен нижнепалеозойскими (?) и верхнедевонскими образованиями; он очень узок и представляет типичную шовную структуру, ограниченную на северо-востоке (со стороны Кафанского поднятия) Хуступ-Гирратахским разломом, а с юго-запада — крупнейшим на Кавказе, вытянутым на десятки километров верхне-палеогеновым Мегри-Ордубадским плутоном, внедрившимся между Зангезурским антиклинорием и Ордубадским синклинорием. Батолит в своей осевой части рассечен другим крупным продольным разломом, омоложенным в плиоцене.

Эти кулисно расположенные поднятия разобщены несколькими прогибами, служащими как бы «проливами», через которые Севанский

синклинорий сообщается с Ордубадским и Ереванским синклинориями, занимающими юго-западную часть Армянской зоны. Более крупный из них — Ордубадский синклинорий — выполнен мощными осадочно-вулканогенными толщами палеоцена, эоцена, а на некоторых периферических участках и олигоцена, смятыми в систему простых линейных складок западного и северо-западного простирания и прорванными Мегри-Ордубадским плутоном, а также рядом мелких гранитоидных интрузий, тяготеющих к северо-восточному крылу синклинория. Осевую часть его можно рассматривать как слабовыраженный обращенный антиклинорий. На северо-востоке синклинория, на складчатом субстрате несогласно очень полого залегают миоплиоценовая вулканогенная толща и ингрессивные верхнеплиоценовые озерные осадки, выполняющие наложенную Верхне-Воротанскую депрессию.

Северо-восточный борт синклинория, к северу от Зангезурского поднятия скрыт под молодыми эффузивами Карабахского и Варденисского нагорий. На юго-западе синклинорий обрамляется Даралагезским антиклинорием, небольшим Гилянчайским поднятием и расположенной между ними наложенной Нахичеванской впадиной. К ее границе приурочен ряд экструзивных и гипабиссальных массивов миоплиоценового возраста, внедрившихся по зоне крупного глубокого разлома.

На северо-западе синклинорий расщепляется Аргичинским поднятием на две ветви: северную — Западно-Варденисскую, объединяющую Ордубадский прогиб с Севанским, и западную — Ведийскую, связывающую его с Ереванским синклинорием. Ведийский «пролив», разделяющий Даралагезский и Аргичинский антиклинории, представляет длительно существовавшую поперечную меридиональную перемычку (седловину) с осью, проходящей приблизительно по 45 меридиану, хорошо выраженную в структуре, фациях и сокращении мощностей не только верхнемеловых и палеогеновых, но и палеозойских отложений.

Ведийская седловина состоит из трех продольных структур: северного — Верхневедийского прогиба, сложенного верхнемеловыми, главным образом вулканогенными отложениями с мелкими гипербазитовыми телами, южного — Шагапского прогиба, наложенного в среднем эоцене на палеозойское основание северного крыла Даралагезского антиклинория и разделяющего их небольшого брахиантиклинального выступа палеозойского фундамента (гора Дагна). Для этого района характерна незначительность углового несогласия между палеозоем и мелом — палеогеном, что указывает на очень слабое проявление здесь герцинской складчатости.

Все эти структуры, погружаясь и расширяясь к северо-западу, переходят в Ереванский синклинорий, отличающийся от остальных вторичных прогибов Малого Кавказа рядом особенностей. В его пределах палеоген представлен осадочными образованиями, содержащими лишь примесь туфогенного материала; палеогеновые и верхнемеловые интрузии почти полностью отсутствуют. В северной части прогиба широко распространены весьма мощные, главным образом лагунные миоценовые образования.

Отложения палеогена и верхнего мела, лежащие в юго-восточной части синклинория на средне- и верхнепалеозойских отложениях, а в северо-западной — на метаморфическом нижнем палеозое (?) смяты в довольно крупные симметричные умеренно сжатые складки; наиболее южные из них простираются субширотно, а более северные образуют в плане выпуклые к северу дуги, причем величина этой выпуклости возрастает в северном направлении. К северу происходит общее погруже-

ние зеркала складчатости, особенно резко выраженное на рубеже р. Гарни и на юго-восточной окраине Еревана, где предполагаются флексуры или сбросы западно-юго-западного простирания. Благодаря этому синклинорий распадается как бы на три ступени, из которых южная сложена на поверхности верхнемеловыми — эоценовыми, средняя — эоценовыми — олигоценовыми и северная, наиболее опущенная — миоценовыми лагунными образованиями. В последних развита пологая складчатость гребневидного типа, причем отдельные узкие антиклинали (Разданская, Аванская и др.) имеют, возможно, диапировый характер и связаны с нагнетанием соли в их сводовые части. Эта наиболее погруженная северная часть синклинория, перекрытая почти не дислоцированным покровом верхнеплиоценовых и четвертичных лав, уходит на восток-северо-восток под новейшие эффузивы средней части Гегамского нагорья и, вероятно, сообщается под их плащом с Севанской впадиной, в западной части которой также имеются очень мощные миоценовые образования. Северо-западная граница Ереванского синклинория неясна, так как она скрыта под молодыми лавами юго-восточного склона вулканического массива Арагаца.

К юго-западу от Армянской зоны (т. е. от Ереванского и Ордубадского синклинориев в современной структуре) располагается **Приараксинская структурно-фациальная зона,** единая для палеозойского — эоценового времени. Для нее характерно наличие фундамента, сложенного на северо-западе — нижним палеозоем (?), в средней части — средне-верхнепалеозойскими миогеосинклинальными образованиями, а на юго-востоке таким же верхним палеозоем, триасом и маломощной средней юрой. Фундамент не испытал ни сколько-нибудь существенной герцинской складчатости, ни значительных опусканий в начале или в середине альпийского тектонического этапа. Лишь на завершающих стадиях альпийского этапа, в олигоцене — миоцене, эта зона подверглась раздроблению, местами складчатости и глубоким дифференциальным опусканиям, расчленившим ее на ряд межгорных впадин (Араксинский межгорный прогиб) и остаточных поднятий, из которых лишь одно — Даралагезский антиклинорий — вошло в состав мегантиклинория Малого Кавказа.

Даралагезский антиклинорий представляет резко асимметричное поднятие северо-западного простирания, в плане слабо выпуклое к северо-востоку. Сводовая часть, сложенная средним палеозоем ($D_2 — C_1$), смещена к его юго-западному краю и оборвана с юго-запада, со стороны Араксинского межгорного прогиба крутым разломом. Северо-восточное крыло антиклинория, особенно расширяющееся в его юго-восточной части, сложено средним палеозоем, пермью, триасом, а также маломощным доггером, верхним мелом и эоценом. Эти комплексы залегают друг на друге хотя и резко трансгрессивно, но с очень небольшими, нередко лишь географическими несогласиями. Отложения смяты в довольно простые (близ разломов местами запрокинутые) складки, осложненные многочисленными продольными и, изредка, поперечными взбросами.

Огромные площади в пределах Малого Кавказа перекрыты чехлом новейших субаэральных вулканических образований (миоплиоцен, верхний плиоцен, антропоген), слагающих два обширных **вулканических нагорья — Ахалкалакское** на севере и **Армянское** (в узком смысле) на юге, которые западнее, в пределах Турецкой Армении, сливаются в единое огромное Армянское вулканическое нагорье (в широком смысле).

Учитывая, что новейшие эффузивы бронируют древнее складчатое основание, на котором они залегают несогласно и, в общем, весьма полого, но отнюдь не выполняют, как правило, молодые депрессии, тектоническую структуру этих нагорий можно назвать вулканическими щитами, или панцирями. Армянский вулканический щит целиком расположен в одноименной тектонической зоне, но не связан с какими-либо частными структурными элементами и наискось пересекает их и всю Армянскую зону в целом от ее юго-западного края на западе до северо-восточного на востоке в виде полосы западно-северо-западного простирания, постепенно суживающейся и выклинивающейся на юго-востоке. Структура эффузивного комплекса Армянского вулканического щита представляет систему пологих округлых (Арагац) и овальных вздутий меридионального (Гегамское нагорье), субширотного (Варденисское) и северо-западного простирания (Карабахское нагорье), увенчанных отдельными крупными позднеплиоценовыми стратовулканами (Арагац, Ишихлы, Араилер и др.) и многочисленными четвертичными шлаковыми конусами. Они приурочены к системам активных в плиоцене — антропогене разломов и трещин, проходящих вдоль оси или крыльев поднятия (Гегамское нагорье), опоясывающих его (Арагац), радиальных и пр. Эти молодые вздутия, амплитудой до 1—1,5 *км*, разделены седловинами и окаймлены новейшими депрессиями (Араратская, Ленинаканская, Севанская, Воротанская и др.), имеющими, возможно, отчасти вулкано-тектонический характер. Вулканические вздутия местами наследуют древние антиклинальные структуры, или же представляют неогеново-четвертичные новообразования.

Ахалкалакский вулканический щит в своих южной и северной частях располагается в пределах Севанской и Аджаро-Триалетской зон, большая же средняя его часть приурочена к северо-западному, поперечному участку Сомхето-Кафанской зоны, испытавшему минимальные опускания в первой половине альпийского этапа ($J—Cr_1$) и, напротив, в наибольшей степени затронутому дифференциальными погружениями и вулканической деятельностью в позднем мелу и палеогене. Таким образом, уже с этого времени район Ахалкалакского нагорья развивался, очевидно, по тому же типу, что и Армянская зона. Тектонические структуры новейшего эффузивного комплекса Ахалкалакского вулканического щита очень близки к таковым Армянского, но здесь господствуют пологие брахиформные вздутия исключительно меридионального направления — поднятия Мокрых гор, Ашоцкое, Абул-Самсарское. Последнее из них, занимающее центральное положение, увенчано цепью позднеплиоценовых и четвертичных вулканов; она приурочена к глубокому долготному разлому, с которым связаны и очаги сейсмической активности на глубинах 10—20 *км*. Эти поднятия чередуются с новейшими тектоническими депрессиями того же простирания (Ахалкалакская, Параванская, Калининская). Меридиональные структуры Ахалкалакского вулканического щита располагаются к югу от Дзирульского выступа Грузинской глыбы, в зоне главного Транскавказского поперечного поднятия.

Араксинский межгорный прогиб

С юго-запада мегантиклинорий Малого Кавказа обрамляет Араксинский межгорный прогиб, существенно отличающийся по своей истории и структуре от Закавказского межгорного прогиба. Он возник в

пределах Приараксинской структурно-фациальной зоны, представлявшей поднятие до конца палеогена, и слагается из нескольких четковидно расположенных наложенных впадин, которые разделены небольшими остаточными поднятиями, перемычками горсто- и сводообразного характера. Лишь северо-восточная половина Араксинского прогиба попадает на территорию СССР.

Северо-западная часть прогиба образована Араратской межгорной впадиной, выполненной миоценовыми образованиями, разрез которых в ее восточной части заканчивается сарматом, а в западной надстраивается мощными (2,5—3 *км*) миоплиоценовыми (мэотис, понт) пресноводными молассами. Выше, срезая пологие складки западно-северо-западного простирания в этих отложениях, залегает покров верхнеплиоценовых базальтов, в западной части впадины впоследствии приподнятый и полого падающий в восточных румбах, а в центральной и восточной частях впадины перекрытый толщей более молодых осадков и лав мощностью до 200—350 *м*.

На северо-востоке Араратская впадина отделяется от наиболее опущенной северной части Ереванского прогиба узким погребенным Енгиджинским поднятием, в пределах которого нижнепалеозойский (?) метаморфический субстрат, вскрытый бурением на глубинах в несколько сотен метров, непосредственно перекрывается крайне сокращенным разрезом третичных отложений. Енгиджинское поднятие представляет либо узкий горст, либо шовную антиклиналь северо-западного простирания. На продолжении этого узкого шовного поднятия к юго-востоку прослеживается крупный региональный разлом или местами флексура, срезающая структуры Ереванского синклинория и Даралагезского антиклинория и служащая границей поднятия Малого Кавказа и Араксинского межгорного прогиба почти на всем протяжении последнего. К разлому приурочены минеральные источники и обширные поля травертинов. По-видимому, аналогичный разлом ограничивает Араксинский прогиб и с юго-запада. К нему приурочены вулканы Б. и М. Арарат.

К юго-востоку днище Араратской впадины воздымается и она сменяется небольшим Араратским поперечным поднятием (в районе устья р. Веди) с выступами среднего и верхнего палеозоя в его сводовой части, за которым вновь следует небольшая Садаракская мульда.

Более крупное поперечное поднятие Волчьих ворот, в котором среднепалеозойское основание на 400 *м* поднимается над аккумулятивной поверхностью долины р. Аракса, отделяет Садаракскую впадину от обширной Нахичеванской впадины. Последняя заполнена весьма мощными (до 3 *км*) толщами миоценовых и частично олигоценовых (в восточной ее части), преимущественно лагунных осадков. Они подверглись в миоплиоцене пологой брахискладчатости, более интенсивной и доходящей до запрокидывания и срывов слоев лишь по краям впадины, где она посредством крупной флексуры сочленяется с Ордубадским синклинорием Малого Кавказа. К зоне сочленения, как уже говорилось, приурочены миоплиоценовые экструзивные тела. Северо-западная часть Нахичеванской впадины — Норашенская мульда—подобно Араратской и Садаракской впадинам испытывала относительное погружение и в антропогене, а остальная, бóльшая ее часть была с конца плиоцена втянута в слабое одностороннее поднятие, и верхнеплиоценовые аллювиально-пролювиальные отложения приобрели здесь пологий наклон к юго-западу.

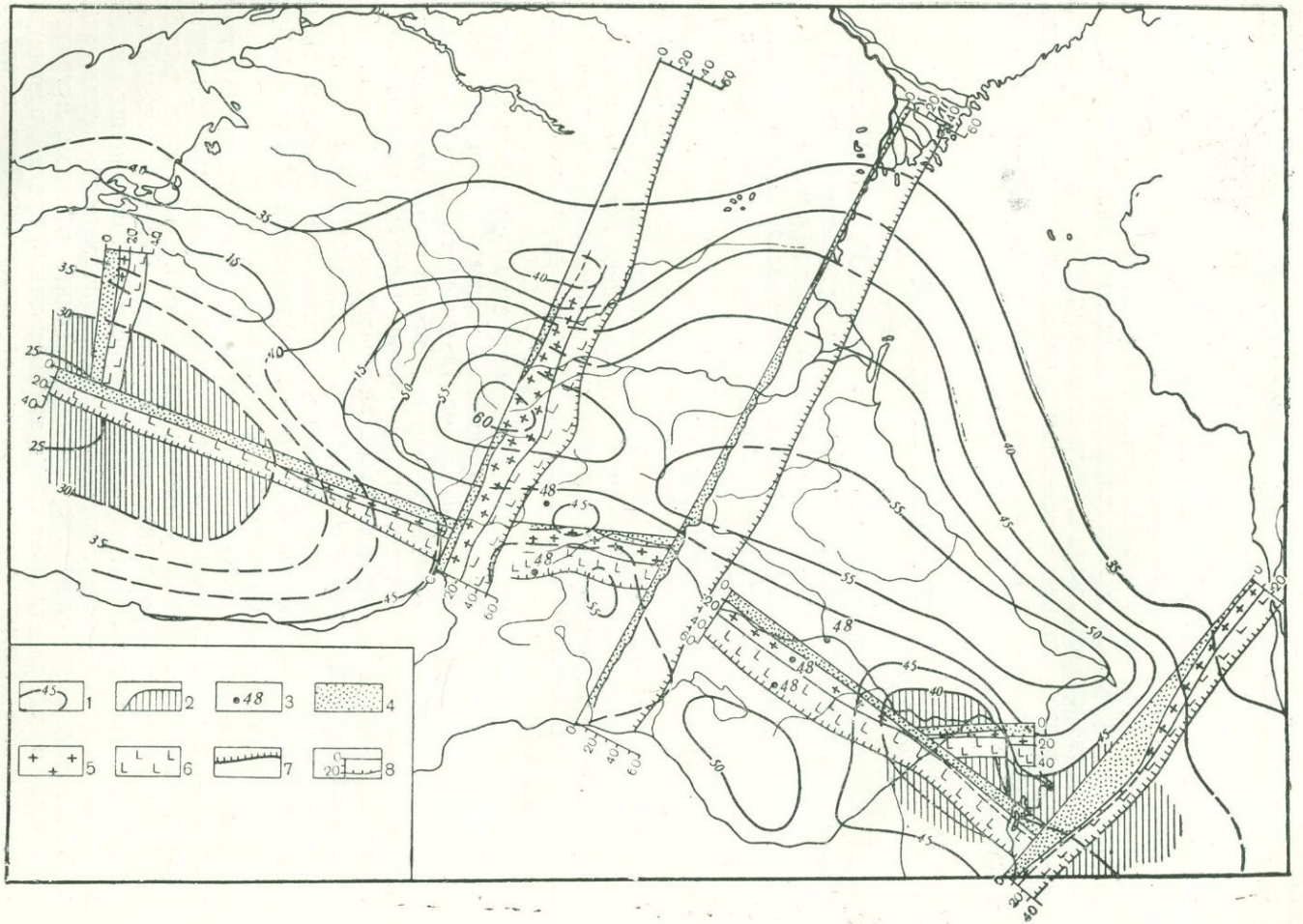
На юго-востоке Нахичеванская впадина центроклинально замыкается и сменяется Неграмским (Джульфинским) куполовидным поднятием. На территорию СССР попадает лишь его меньшая северо-восточная часть. Ряд перерывов и слабых несогласий между пермскими и триасовыми, среднеюрскими, верхнемеловыми, эоценовыми, олигоценовыми отложениями и сокращение мощностей некоторых из них фиксируют длительность его постепенного роста. Последние фазы его попадают на послемиоценовое время, когда верхнемиоценовая (?) денудационная поверхность в его пределах была полого куполообразно изогнута и прорезана глубоким (до 1—1,2 *км*) антецедентным Неграмским ущельем р. Аракс. От мегантиклинория Малого Кавказа Неграмское поднятие отделено седловиной, сложенной олигоценовыми образованиями. К юго-востоку от нее, в основном в пределах Ирана, расположена небольшая Джульфинская впадина — крайний юго-восточный элемент Араксинского межгорного прогиба.

Талышский антиклинорий

Крайнее юго-восточное положение в системе Малого Кавказа занимает **брахиантиклинорий Талышского хребта,** отделенный от основной части Малого Кавказа наложенным поперечным Нижнеараксинским прогибом верхнеплиоценового возраста. По своей истории и краевому положению в системе Малого Кавказа Талыш сходен с Аджаро-Триалетской зоной. Подобно последней, он сложен в основном мощными вулканогенно-терригенными толщами палеогена. Эти отложения накопились в прогибе, развивавшемся на юго-восточном продолжении Акеринского и Мартунинского частных прогибов Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа, которые слились здесь воедино благодаря погружению промежуточного Карабахского поднятия. В строении Талыша выделяется четыре зоны, сменяющих друг друга с юго-запада на северо-восток.

Крайняя к юго-западу зона, совпадающая с гребневой частью хребта, представляет собой крупное поднятие (Астаринское) слоев палеоцена и эоцена. Палеоцен смят в изоклинальные, опрокинутые к северо-востоку складки, эоцен залегает на нем несогласно, значительно более полого. Астаринское поднятие сменяется открывающейся к северо-западу Ярдымлинской депрессией, выполненной относительно полого складчатой майкопской толщей. Депрессия переходит в Буроварское поднятие, образованное пучком сильно сжатых, наклоненных к северо-востоку и разорванных взбросо-надвигами складок верхнего эоцена — нижнего олигоцена.

Далее, на границе с Куринской впадиной протягивается Астрахан-Базарская зона опрокинутых к северо-востоку и разорванных надвигами складок олигоцена и миоцена, до сармата включительно; их срезает залегающий трансгрессивно и пологопадающий к северо-востоку акчагыл. Под акчагыльским покровом отложения миоцена и палеогена далее к северо-востоку начинают постепенно воздыматься в направлении Новоголовского поднятия. Таким образом, Астрахано-Базарская зона представляет собой асимметричный прогиб, развившийся перед краем Талышского поднятия. По простиранию Талышский брахиантиклинорий в целом погружается и к северо-западу, в сторону Нижнеараксинского прогиба и к юго-востоку, в сторону Южно-Каспийской впадины.


1
2
3
4
5
6
7
8

Строение Талышского хребта наиболее подробно освещено в монографии Ш. Ф. Мехтиева и А. С. Байрамова (1954), а также в работе В. П. Ренгартена и др. (1958).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ОБЛАСТИ КАВКАЗА

Строение глубоких частей земной коры на Кавказе известно недостаточно; лишь в последние годы получены некоторые данные по этому вопросу. Наши современные представления о глубинном строении коры в области Кавказа опираются на первые результаты глубинного сейсмического зондирования в южной части Каспия (Гагельганц и др., 1958), на Черном море (Непрочнов, 1959), а также на выводы, полученные Б. К. Балавадзе (1957), им же и Г. Ш. Шенгелая (1961), Л. К. Татевосян (1958, 1959), М. С. Абакелиа (1959) и др. при интерпретации гравитационных аномалий с учетом особенностей рельефа и имеющихся единичных определений мощности земной коры и отдельных ее слоев для некоторых пунктов Закавказья по сейсмическим данным (Г. К. Твалтвадзе, 1960 и др.). На основании этих данных нами составлена схема глубинного строения земной коры (рис. 64), претендующая лишь на передачу самых грубых черт глубинной структуры Кавказа. Для большей наглядности непосредственно на карту, изображающую положение подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) в изолиниях глубин, нанесены продольный и пять поперечных профилей, показывающих также и мощность отдельных «слоев» коры — осадочного, «гранитного» и «базальтового».

В целом область Кавказа отличается повышенной по сравнению с обычной материковой мощностью земной коры, составляющей здесь от 40—45 до 60—65 *км*, причем это утолщение захватывает также и передовые прогибы и в меньшей степени эпигерцинскую Предкавказскую платформу. В пределах этой области выделяются две продольные зоны с максимальным утолщением коры и разделяющая их зона, где кора обладает относительно пониженной мощностью. Первая, северная зона утолщения коры отвечает сооружению Большого Кавказа и Предкавказскому прогибу. Обращает на себя внимание асимметрия этого «корня гор» — его в целом более крутой южный и относительно пологий северный склон. В гравитационном поле описываемое вздутие коры выражено зоной крупных отрицательных аномалий в редукции Буге. Интересно, что внутреннее строение коры в пределах последних неодинаково. Вздутие коры на Центральном Кавказе (Эльбрусское), т. е. в

Рис. 64. Схема глубинного строения земной коры в области Кавказа. По Черноморской впадине использованы данные Ю. П. Непрочнова (1959), по Каспийской впадине — И. П. Косминской и др. (1958), по Кавказу — Л. К. Татевосян (1958), Б. К. Балавадзе (1957), Б. А. Брюсова и др.:
1 — изолинии глубин залегания подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) в километрах; 2 — участки земной коры, лишенные или почти лишенные «гранитного» слоя; 3 — глубина поверхности Мохоровичича в километрах по данным ГСЗ и сейсмологии; 4 — осадочный слой на профилях; 5 — то же, «гранитный» слой; 6 — то же, «базальтовый» слой; 7 — поверхность Мохоровичича на профилях; 8 — шкала глубин в километрах на профилях

области отсутствия осадочного слоя, где подошва коры опущена, по Б. К. Балавадзе, до 65—67 *км*, а по Л. К. Татевосян, до 56—59 *км*, связано в основном с утолщением гранитного и отчасти базальтового слоя соответственно до 32 и 35 *км*. Характерна приуроченность к этому участку утолщения коры Эльбрусской и Казбекской вулканических областей с их преимущественно кислыми лавами.

Близкая картина имеет место в Ставропольском относительном поднятии фундамента. В утолщении коры в области Восточного Кавказа определенную роль играет комплекс нижнеюрских и более древних отложений, а в Апшеронском и Западно-Кубанском утолщениях, отвечающих зонам устойчивых периклинальных и отчасти передовых прогибов Большого Кавказа, ведущую роль приобретают мощные толщи мезо-кайнозойских осадочных пород, а роль гранитного слоя начинает убывать.

Зона Северо-Западного Кавказа, обладающая подобно Крыму положительными аномалиями силы тяжести, не свойственными большинству горных стран, расположена на южном склоне слабого вздутия коры, обращенном к Черноморской впадине; ось же последнего совпадает с Кубанским передовым прогибом. В целом эта часть Кавказа отличается резким сокращением (до 4—6 *км*) мощности гранитного слоя (Б. А. Брюсов, М. В. Авдулов).

К югу от описанного вздутия коры в области Большого Кавказа проходит зона ее утонения, отвечающая Закавказскому межгорному поясу. Здесь мощность коры сокращается до 45—50 *км* и местами может быть до 40 *км*. Эта полоса в целом характеризуется наличием гравитационного максимума (вплоть до появления положительных гравианомалий в ее восточной части). Резкость максимума сильно сглаживается благодаря большой мощности (до 6—10 *км*) рыхлых, главным образом кайнозойских, отложений на большей части этой зоны. Однако в пределах Дзирульского выступа фундамента мощность мезо-кайнозойского чехла сокращается до нуля; здесь Б. К. Балавадзе (1957) намечается утонение коры до 45—41 *км*, сопровождаемое уменьшением мощности гранитного слоя с 25 до 14 *км*.

К западу от Дзирульского выступа, в Рионской впадине, фундамент постепенно погружается под осадочный чехол, и на побережье Черного моря, в Анаклии, его поверхность, по данным глубинного сейсмического зондирования, располагается на глубине 8,5 *км*. Предполагаемая здесь (Б. К. Балавадзе) мощность гранитного слоя составляет 14 *км*, базальтового 25 *км*, а общая мощность коры 47 *км*. На северо-восточной периферии впадины, в р-не Гегечкори, по Г. К. Твалтвадзе (1960) мощность земной коры составляет 48—50 *км* (осадочный слой 8—9 *км*, «гранитный» 18 *км*, «базальтовый» 23 *км*).

Другой крупный погребенный выступ субстрата выявлен в районе Нижнекуринской впадины. Он выражен в гравитационном поле Кавказа в виде уже давно известного вытянутого в северо-северо-западном направлении гравитационного максимума — Кюрдамирского или Талышско-Вандамского, в котором наблюдаются положительные значения гравианомалий. Анализ гравиметрических данных, подтвержденный результатами глубокого сейсмического зондирования (В. И. Куликов) [1], показал, что в зоне Талышско-Вандамского максимума фундамент залегает на глубине 5 *км*, а базальтовый слой — на глубине 7 *км*. К западу, т. е. к Сомхето-Кафанской зоне Малого Кав-

[1] Приводится по статье: О. П. Грацианова и В. В. Федынский. «Сов. геология», 1960, № 3.

каза, обе границы соответственно понижаются до 7 и 10 *км*, а к востоку — более резко (по глубинному разлому?), до 12 и 18 *км*. По данным бурения известно, что в осевой части этой структуры (скв. Сарыджаляр у устья р. Аракс) до глубины 2630 *м* залегают четвертичные и верхнеплиоценовые отложения, а ниже — продуктивная толща среднего плиоцена (вскрыта до 2965 *м*). Из этого следует, что до начала глубоких плиоценовых опусканий на месте Талышско-Вандамского максимума существовал срединный массив (Нижнекуринский, по В. И. Куликову), «обтекаемый» складчатыми структурами Б. и М. Кавказа, который испытывал в мезо-кайнозое (до среднего плиоцена) поднятие и служил неоднократно источником сноса, что, по предположению В. И. Куликова, привело к глубокой денудации его древнего метаморфизованного складчатого основания («гранитного слоя»). Возраст последнего В. И. Куликов считает герцинским, но возможно, что этот фундамент значительно древнее. Между Дзирульским выступом, наиболее приподнятым участком Грузинского срединного массива, и Нижнекуринским массивом расположена зона с более мощной корой (48—50 *км*), испытывавшая, начиная с олигоцена-миоцена, а местами и раньше (?) глубокое опускание.

Кровля фундамента опущена в Верхнекуринской впадине до 4—6 *км*, а восточнее в Ширакско-Аджиноурской зоне, где на фоне общего гравитационного максимума появляется узкая зона минимумов силы тяжести (до 100—120 *мгл*), вероятно, до 7—10 *км*.

К западу и востоку, где Закавказская межгорная зона переходит в Черноморскую и Южнокаспийскую впадины, строение коры существенно меняется. Сейсмоакустические исследования в котловине Черного моря (Непрочнов, 1959) показали наличие в этой области коры субокеанического типа. Общая мощность ее в центральной части впадины не превышает 20—30 *км*, из которых 10—12 *км* приходится на горизонтально залегающий, осадочный комплекс и 10—18 *км* — на базальтовый слой. Типичный гранитный слой в центральной части Черноморской впадины отсутствует и появляется лишь в северной ее части, вблизи берегов Крыма и Северо-Западного Кавказа (0—10 *км*), в связи с общим утолщением коры в северном направлении до 35—40 *км*. По всей вероятности, по северному краю Черноморской впадины вдоль побережий Крыма и Кавказа (и возможно, вдоль побережья Анатолии) протягиваются зоны, уже испытавшие древние, доальпийские периоды складчатости, но в альпийском этапе на разных его стадиях вновь втянутые в опускания. В районе Колхиды эти зоны сливаются в единую Закавказскую депрессию с относительно утоненной корой.

Что касается центральной части Черноморской котловины, то в отношении ее М. В. Муратовым, правильно отметившим отсутствие здесь гранитного слоя, высказывалась точка зрения о его вторичном недавнем (N — Q) уничтожении, возможно, вследствие оттока гранитного материала в зоны растущих поднятий Б. и М. Кавказа, в которых мощность коры одновременно сильно возросла. Более вероятно, однако, что центральная часть Черноморской котловины представляет собой реликт существующей здесь с глубокой древности впадины океанического типа, уже накопившей мощную (до 10—15 *км*) толщу осадков, но еще не затронутой процессами складчатости и интрузивного магматизма.

Довольно близкую картину строения коры обнаруживает южная часть Каспия. Профиль глубокого сейсмического зондирования, выполненный от Карабогазского пролива до Ленкорани, показал, что в юго-западном направлении, т. е. по мере движения от эпигерцинской платформы к юго-восточному погружению Большого Кавказа и далее к про-

должению Закавказской межгорной зоны и Талышу, общая мощность коры увеличивается от 30—35 *км* до 40 *км;* при этом мощность гранитного слоя к юго-западу уменьшается, вплоть до полного (?) его выклинивания к югу от продолжения Большого Кавказа, и, напротив, резко увеличивается мощность осадочного комплекса (до 20—25 *км*), причем в последнем намечается поверхность раздела на два слоя с разными плотностями. Мощность базальтового слоя в Южнокаспийской впадине составляет 15—20 *км*.

Отличия от Черноморской впадины заключаются, во-первых, в большей мощности осадочного слоя (в два раза), а также в том, что последний в Южнокаспийской впадине уже втянут в процесс складчатости, захватившей всю толщу отложений, вплоть до новейших, и получившей резкое прямое выражение в рельефе Южного Каспия в виде системы субмеридиональных хребтов и межхребтовых депрессий амплитудой до 0,4—0,5 *км* (Соловьев и др., 1960). Если исходить из представления о первичности отсутствия гранитного слоя в Черноморской и Южнокаспийской впадинах, то можно считать, что развитие земной коры в Южном Каспии зашло дальше, чем в Черном море; осадочный комплекс достиг здесь предельных мощностей и начался процесс складчатости и переработки его глубоких горизонтов (гранитизация), который должен привести к возникновению гранитного слоя.

К югу от Закавказской межгорной зоны с утоненной корой расположена вторая зона утолщения коры, отвечающая сооружению Малого Кавказа. При этом полоса гравитационного минимума — до 100—160 *мгл* — и определившие его максимальные мощности коры — до 50—55 *км* — приурочены к юго-западной части Малого Кавказа — Армянской зоне и относительно наиболее приподнятой в юре и переработанной в верхнем мелу — палеогене северо-западной части Сомхето-Кафанской зоны, т. е. в области, охваченной с середины неогена мощными проявлениями вулканизма.

Напротив, северо-восточная половина Малого Кавказа, отвечающая большей части Сомхето-Кафанской зоны, характеризуется наличием гравитационного максимума и по мощности коры, составляющей менее 50 *км* (48 *км* в Дашкесане и Кировабаде), не отличается от прилегающих частей Закавказской межгорной зоны (48 *км* в Мингечауре). По данным ГСЗ, мощность осадочного слоя в Кировабаде 8 *км*, гранитного 14, базальтового 26 *км*. Аналогичное утонение коры имеет место на западе Аджаро-Триалетской зоны, по мере приближения к Черноморской впадине. Так, если в зоне Абул-Самсарского вулканического хребта, по расчетам Б. К. Балавадзе, мощность коры достигает 55 *км* («осадочный» слой 6 *км*, гранитный 22—25 *км*, базальтовый 27 *км*) [1], то к западу она убывает — в Ахалцихе (данные сейсмологии) до 48 *км* (соответственно 4; 20 и 24 *км*) и в районе Батуми до 44 *км* (3; 16 и 25 *км*).

Таким образом, утонение коры в сторону Черноморской впадины происходит, как и на Большом Кавказе, в основном вследствие убывания мощности гранитного слоя.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАВКАЗА

Кавказ характеризуется по сравнению с некоторыми другими звеньями альпийской складчатой зоны Евразии относительно невысокой сей-

[1] На основе анализа данных близких землетрясений Г. К. Твалтвадзе (1960) предполагает мощность «осадочного» слоя в Ахалкалакском (Джавахетском) нагорье в 5 *км*, «гранитного» — в 24 *км*.

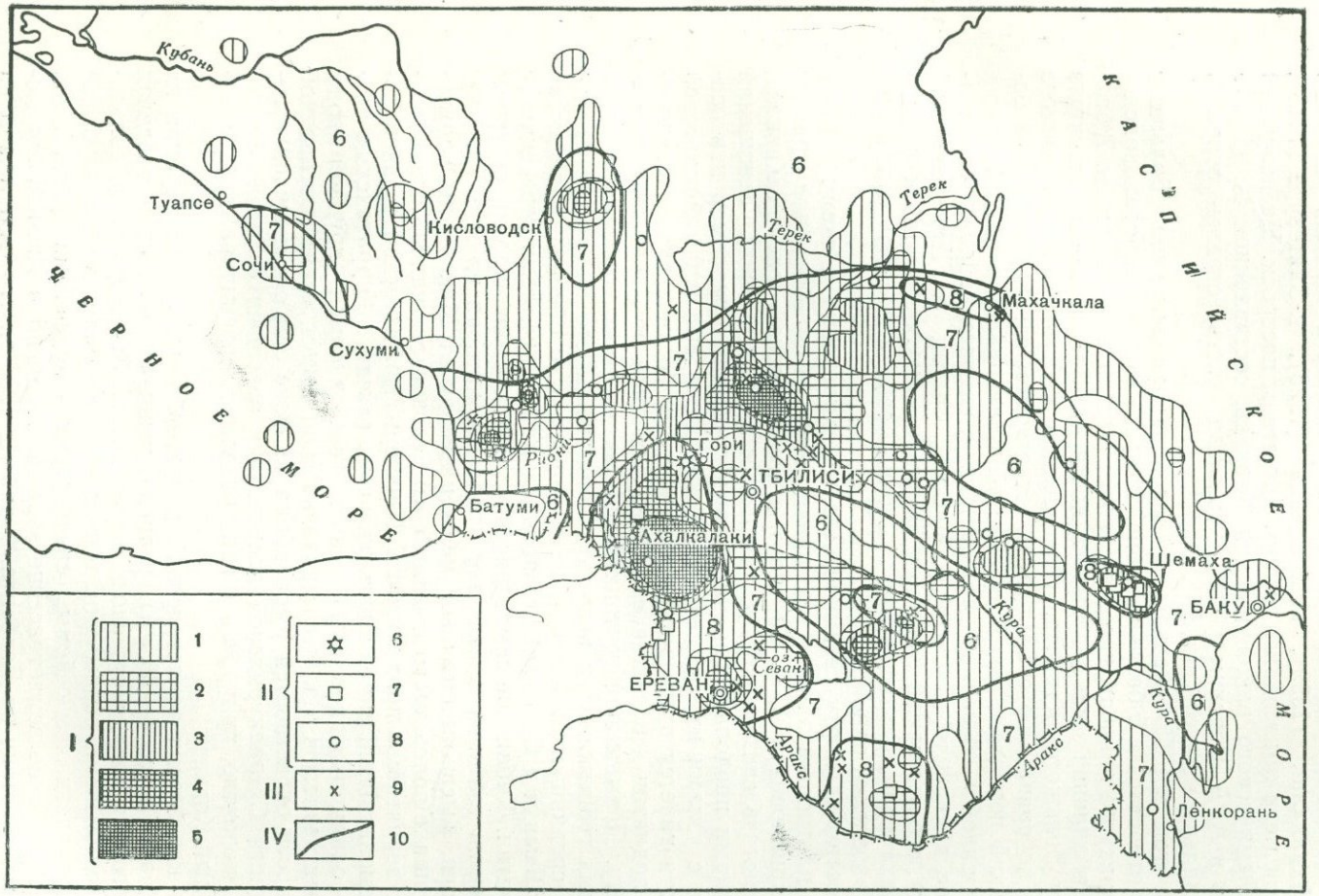


Рис. 65. Схема сейсмичности Кавказа (по И. В. Кирилловой и А. А. Сорскому, 1960):
I. Плотности эпицентров землетрясений с 1911 по 1957 г. на площади 900 км²: 1) 1—5; 2) 6—10; 3) 11—20; 4) 21—30; 5) свыше 30.
II. Эпицентры сильных и разрушительных землетрясений XIX и XX вв.: 6) > 8 баллов; 7) 8 баллов; 8) 7 баллов.
III. Места разрушительных землетрясений древности. IV. Границы зон различной сейсмичности (6, 7 и 8-балльных)

смичностью. Катастрофические землетрясения здесь редки и интенсивность сотрясений не превышает 8 баллов. Значительные разрушения, наблюдавшиеся в прошлом при землетрясениях в районах Шемахи (1902), Ахалкалак (1899), Ленинакана (1926), в Зангезуре (1913), в большой мере объяснялись низким качеством построек. На новейшей карте сейсмического районирования Кавказа, составленной И. В. Кирилловой и А. А. Сорским (1960), большая часть страны отнесена к 6—7-балльным зонам (рис. 65).

При этом все Предкавказье и вся западная половина Большого Кавказа относится к 6-балльной зоне, за исключением Минераловодского и Сочинского районов, где сила землетрясений повышается до 7 баллов. Семибалльная зона охватывает почти все Закавказье и восточную половину Большого Кавказа. Повышенная сейсмичность Восточного Кавказа по сравнению с Западным, естественно, согласуется с его более высокой подвижностью в течение всего альпийского цикла. Землетрясения силой 7—8 баллов наблюдаются в четырех районах: 1) Ахалкалакское вулканическое нагорье, массив Арагац и Приереванский район, 2) юго-восточный Зангезур, 3) район Шемахи, 4) район к западу от Махачкалы. Относительно высокой сейсмичностью отличается также Казбекский район.

Сопоставляя карту сейсмического районирования и схему распределения плотностей эпицентров, приведенную в цитированной работе И. В. Кирилловой и А. А. Сорского, с тектонической схемой Кавказа, легко заметить связь наиболее активных в сейсмическом отношении зон с зонами продольных и поперечных глубинных разломов и в особенности с узлами их пересечения. Так, полоса высокой сейсмической активности тянется примерно вдоль главного Транскавказского поперечного поднятия и осложняющих его разломов от Минеральных Вод к Еревану. Повышенной тектонической активностью отличается зона сочленения геосинклинали южного склона Большого Кавказа с Закавказским срединным массивом, но на ее фоне особенно выделяются районы Шемахи и Сочи, где эта продольная зона разлома пересекается поперечными. Кубанское землетрясение 1926 г. произошло на северном продолжении той зоны поперечного разлома, которая на юге проходит через Сочи. Высокосейсмичный район к западу от Махачкалы приурочен к вершине поперечного поднятия «Дагестанского клина» и одновременно к вероятному продолжению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны. Сейсмоактивный район Зангезура явно связан с Гирратахским разломом — одним из наиболее активных отрезков самой крупной зоны глубинных разломов Малого Кавказа. Район относительно повышенной сейсмичности окрестностей Кировабада на фоне слабосейсмичной в целом области Среднекуринской депрессии и северных склонов Малого Кавказа, вероятно, приурочен к зоне разломов, ограничивающей с севера Малый Кавказ.

Для кавказских землетрясений характерна небольшая глубина их очагов (чаще всего 5—30 *км*), располагающихся обычно в пределах осадочного или гранитного слоев земной коры. Землетрясения, связанные с продольными разрывами, имеют, как правило, менее глубокие (до 10 *км*) очаги, чем сейсмы, связанные с поперечными разломами. Наиболее глубокое землетрясение зарегистрировано в Каспийском море, к северо-востоку от Дербента, 9 апреля 1935 г.; его очаг лежал на глубине около 150 *км;* весьма вероятна его связь с той же Пшекиш-Тырныаузской зоной, продолжение которой протягивается, по мнению М. В. Муратова и авторов, к Красноводску.

ПОЛОЖЕНИЕ КАВКАЗА В АЛЬПИЙСКОЙ ЗОНЕ ЕВРАЗИИ

Большой Кавказ на северо-западе тесно связан с Горным Крымом. Сходство фаций всего разреза мезозоя и кайнозоя, особенно Восточного Крыма и Северо-Западного Кавказа, увеличение мощностей осадков начиная с верхнего мела в этих районах навстречу друг другу — все это свидетельствует о существовании единой Крымско-Кавказской геосинклинали, по крайней мере с перми и вплоть до палеогена. Лишь с переходом геосинклинали к общему воздыманию наметилось обособление в ее пределах самостоятельных горных поднятий Горного Крыма и Большого Кавказа, разделенных поперечным Керченско-Таманским прогибом (рис. 66).

Весьма возможно, что на ранних стадиях альпийского развития Крымско-Кавказской геосинклинали, до середины мела, район Керченско-Таманского прогиба выделялся как зона длительного некомпенсированного погружения и малого накопления осадков. Причиной этого могло быть удаленное положение данного района от основных источников сноса, лежавших в областях поперечных поднятий Центрального Кавказа и Горного Крыма и поставлявших обломочный материал, разносимый продольными течениями в направлении поперечных понижений. Однако не менее вероятно другое предположение — о существовании на месте современного Керченско-Таманского прогиба в начале альпийского цикла зоны относительного поднятия (Белоусов, 1960).

Судьба Крымско-Кавказской геосинклинали на северо-западе не вполне ясна. На этот счет существуют две различные точки зрения. Согласно одной из них, выдвинутой немецким геологом Ю. Вильзером (1928) и поддержанной Г. Штилле и особенно болгарским ученым Е. С. Бончевым, складчатое сооружение Горного Крыма слепо оканчивается в Черном море и не продолжается на Балканы. Северо-Балканская геосинклиналь, достигнув берега Черного моря, поворачивает на юго-восток и уходит на соединение с северной зоной альпийских сооружений Анатолии — зоной Понтид. Мизийская плита составляет в этом случае одно целое с Закавказским срединным массивом и его продолжением в Черное море. Существенно отличное мнение было высказано М. В. Муратовым (1949) в его известной монографии. М. В. Муратов считает, что Крымско-Кавказская геосинклиналь продолжается под дном Черного моря вплоть до соединения с зоной Старой Планины в Болгарии и только более южная зона Странджи идет на соединение с Понтидами северной Анатолии.

Отсутствие прямой связи между Горным Крымом и складчатой зоной Старой Планины и Средна Горы как будто подтверждается асейсмичностью промежуточной полосы Черного моря. С другой стороны, эта полоса в структуре дна моря несомненно представляет определенный тектонический рубеж, а Мизийская плита по своей истории заметно отличается от Закавказского срединного массива и Центрально-Черноморской впадины. Наиболее вероятно, что Крымско-Кавказская геосинклиналь лежит в одной полосе с Карпато-Балканской геосинклиналью, разветвляющейся у западного берега Черного моря, но отделяется от этой геосинклинали крупным поперечным поднятием, лежащим на продолжении долготной полосы поднятий, идущей от Балтийского щита через Белорусский массив, западную часть Украинского щита, Добруджу и Северо-Болгарское поднятие. В пределах этого «седла» наблюдается вырождение геосинклинального режима. Сочленение Крыма и Карпато-Балкан в значительной мере аналогично сочленению Пиреней с Альпами — Апеннинами.

Довольно сложным является также сочленение Большого Кавказа с системой Б. Балхана и Копет-Дага. Значительное сходство разреза мезозоя и палеогена северного склона Кавказа с разрезом Б. Балхана — Копет-Дага свидетельствует и в данном случае о существовании в течение этого времени единой геосинклинали. Однако флишевый прогиб Большого Кавказа не продолжался в Закаспий, замыкаясь где-то в пределах Каспийского моря (в крайнем случае в районе Челекена) в связи с воздыманием фундамента к востоку. В дальнейшем по обе стороны Каспия возникли самостоятельные поднятия. В настоящее время складчатая зона Юго-Восточного Кавказа прослежена бурением и сейсморазведкой до Апшеронского порога и в пределах последнего, а по другую сторону этого порога установлено продолжение Прибалханской складчатой зоны, северо-западной ветви Копет-Дага. Эти две зоны расположены кулисообразно, разделяясь прогибом Апшеронского порога, соединяющим Среднекаспийскую впадину с Южнокаспийской. Имеются основания предполагать, что первоначально существовала единая широтная Апшероно-Прибалханская зона поднятий, лишь впоследствии перерезанная наложенным прогибом Апшеронского порога. Поворот складок Апшеронского п-ова и Бакинского архипелага к югу — явление вторичное, связанное с формированием в плиоцене Южнокаспийской впадины.

Малый Кавказ в свою очередь непосредственно смыкается со смежными горными сооружениями Передней Азии. Не подлежит сомнению непосредственная связь Понтид Северной Анатолии и Аджаро-Триалетской зоны. Более южная зона — Анатолиды составляет одно целое с центральными зонами Малого Кавказа — Сомхето-Карабахской и Севано-Акеринской. Горное сооружение Малого Кавказа отделено от Эльбурса, с северным крылом которого тесно связан Талыш, поперечным прогибом нижнего Аракса.

Наименее ясны связи южной, Приараксинской зоны Малого Кавказа. Скорее всего она представляет собой северо-западное окончание Центрально-Иранского срединного массива; за это говорит резко сокращенный разрез мезозоя (до верхнего мела) и его субплатформенный характер.

Закавказский срединный массив по своему положению, отчасти строению и истории в известной степени аналогичен «Мизийской плите» Балканского полуострова. Возможно, что он продолжается в центральную часть Черного моря. На том же основании можно допустить соединение Закавказского срединного массива через южную впадину Каспия с Закаспийским массивом, предполагаемым в Западнотуркменской низменности по гравиметрическим данным. Таким образом, возможно существование единого крупного срединного массива, отделяющего Крымско-Кавказско-Копетдагскую геосинклинальную систему от Балкано-Североанатолийско-Малокавказско-Эльбурсско-Хорасанской. Этому предположению как будто противоречат данные глубинного сейсмического зондирования по Черному морю и южному Каспию, установившие отсутствие здесь гранитного слоя земной коры. Противоречие это некоторые авторы стремятся устранить, допуская исчезновение гранитного слоя в обеих глубоководных впадинах в процессе его базификации при их погружении, согласно идее, высказанной В. В. Белоусовым, Р. В. Беммеленом и В. В. Тихомировым, или оттоком вещества этого слоя в стороны обрамляющих Черное море поднятий (М. В. Муратов). Утонение гранитного слоя, как мы видели выше, начинается уже на материке.

Возможно и иное, противоположное толкование этих соотношений (см. стр. 263). Можно допустить, что в глубоководных впадинах, Черноморской и Южнокаспийской, сохранились первичные участки океанической коры, поскольку в пределах этих впадин не имели места процессы поднятия и гранитизации. Закавказская межгорная зона испытала действие этих процессов, но лишь в домезозойское время и поэтому обладает материковой корой, более тонкой, чем смежные альпийские горные сооружения Б. и М. Кавказа.

В полосе Транскавказского поперечного поднятия оба срединных массива — Закавказский и Центрально-Иранский — сближаются друг с другом и происходит общее приближение к поверхности древнего фундамента.

Глава VII

ИСТОРИЯ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ.
Доальпийские этапы

В истории тектонического развития Кавказа выделяются три основных этапа: догерцинский, герцинский и альпийский. История и структурный план **догерцинского этапа** (точнее, байкальского или байкало-каледонского) в целом еще совершенно не расшифрован. Можно лишь отметить, что этот этап характеризовался геосинклинальным режимом и накоплением мощных вулканогенно-осадочных толщ позднего протерозоя (?) — раннего палеозоя, известных в Малкинском поперечном поднятии, зоне Главного хребта. Дзирульском массиве и ряде поднятий Малого Кавказа, и завершился их интенсивной складчатостью и глубоким, хотя и неоднородным в разных зонах региональным метаморфизмом и контактовыми изменениями в связи с формированием древнейших ультраосновных, основных и отчасти кислых интрузий. Верхний кембрий и ордовик на Кавказе достоверно не установлены; возможно, что на эти эпохи падает общее поднятие и региональный перерыв.

Значительно яснее, хотя далеко не для всей территории Кавказа, его история в течение **герцинского этапа** (силур — ранняя пермь). Развитие Кавказа и Предкавказья в эту эпоху весьма близко напоминает историю типичных герцинских складчатых сооружений Евразии. В самой грубой схеме этот этап распадается на две основные стадии: первая из них охватывает время заложения (?) и развития геосинклинальных прогибов (силур — ранний карбон), вторая — время их замыкания и формирования складчатых сооружений, межгорных и предгорных впадин (средний карбон — ранняя пермь). Многие черты тектонической структуры Кавказа и, в частности, некоторые крупнейшие региональные разломы, созданные в течение герцинского этапа, были унаследованы в альпийском этапе (рис. 67).

Наиболее северный, широкий миогеосинклинальный прогиб, заполнявшийся песчано-сланцевыми толщами, располагался в среднем палеозое к югу от Русской платформы, в Предкавказье. Возможно, что в значительной, по крайней мере северной, своей части он был наложен в середине девона на платформенное основание юга Русской платформы, как это имело место в недоразвитом миогеосинклинальном Донецком прогибе, являвшемся ответвлением Предкавказского. В его пределах в южной части Ставрополья раньше всего наметилось геоантиклинальное поднятие, захватившее к началу позднего палеозоя всю площадь Ставропольского массива. В течение позднего карбона испытала поднятие и складчатость также область Западного Предкавказья, а в

конце ранней перми — и Восточное Предкавказье, и на месте всего Предкавказья сформировалось обширное складчатое сооружение.

К югу от Предкавказской геосинклинали в восточной и северной (?) частях Лабино-Малкинской зоны в среднем палеозое возникли поднятия, постепенно слившиеся в единую Кисловодскую геоантиклиналь, сложенную нижним и низами среднего палеозоя; в конце среднего палеозоя она была интрудирована гипербазитами и позднее (в перми) «красными» гранитоидами.

Южнее, в пределах Тырныаузской шовной зоны и южной части Лабино-Малкинской в среднем палеозое развивался узкий, но глубокий Северокавказский прогиб эвгеосинклинального типа. По аналогии с более северным Малкинским прогибом можно предполагать, что в основании его разреза несогласно на нижнем палеозое залегает песчано-конгломератовая толща силура; выше следует чередование карбонатно-сланцевых (силур, верхний девон) и многокилометровых обломочно-вулканогенных толщ (нижний — средний девон, нижний карбон), заканчивающееся флишеподобными грубообломочными накоплениями нижнего карбона.

В конце раннего карбона в результате интенсивной складчатости и глыбовых движений по разломам Тырныаузского шва, сопровождавшихся внедрением сложного по составу (от гипербазитов до плагиогранитов) уруштенского интрузивного комплекса (средний девон — нижний карбон), южная часть прогиба была превращена в грабен-синклинорий, наиболее глубокий в его восточной части, а в северо-западной части прогиба, подвергшейся наиболее интенсивным магматическим и метаморфическим процессам, возникло Лабинское антиклинальное поднятие.

В позднем палеозое в Северокавказском прогибе возобновляется опускание; в пределах Тырныауз-Пшекишской зоны закладываются межгорные впадины типа узких грабен-синклиналей, а в прилегающей части Лабино-Малкинской зоны (на ее среднем участке поперечного погружения) развиваются несколько изометричных наложенных мульд, которые заполняются мощными толщами (до 5—8 *км*) сероцветных угленосных моласс среднего — верхнего карбона и красноцветных — перми с подчиненными им несколькими горизонтами кислых лав и пирокластолитов субаэральных извержений. В приразломных впадинах Тырныаузской зоны накопление красноцветных моласс затянулось до начала триаса.

Крупная геоантиклиналь развивалась в герцинском этапе в зоне Главного хребта Центрального Кавказа. В девоне она испытывала, повидимому, лишь относительное поднятие, а с начала карбона стала подвергаться все усиливающемуся размыву, который продолжался с некоторыми перерывами до конца палеозоя. В позднем карбоне — ранней перми, а по ее южному краю — в поздней перми — триасе (?) нижнепалеозойское основание этой растущей геосинклинали было охвачено процессами гранитизации.

Южнее геоантиклинали Главного хребта в герцинском этапе (в девоне — перми) существовал геосинклинальный прогиб, в котором происходило преимущественно накопление песчано-глинистых и отчасти карбонатных толщ, а вулканогенный материал играл подчиненную роль. На северном крыле этой геосинклинали резко сказались позднепалеозойские (предпермские или раннепермские) движения и позднегерцинский интрузивный магматизм, но осевая часть геосинклинали, в отличие от более северных зон герцинской геосинклинальной области,

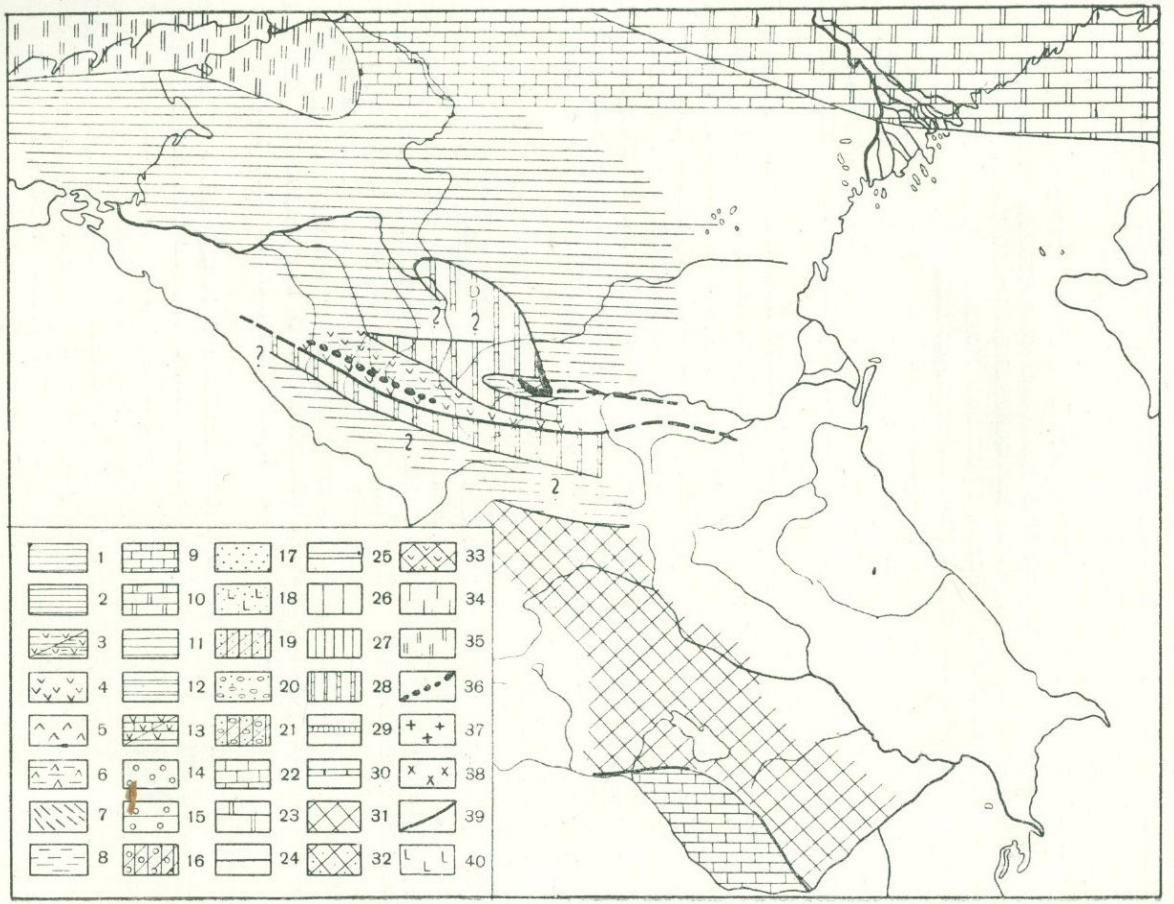

D
?
?
?
?
?
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

Рис. 67. Палеотектоническая карта первой половины герцинского этапа (силур—ранний карбон). Условные обозначения ко всем палеотектоническим картам (рис. 67—75).

Геосинклинальные прогибы: 1 — выполненные песчано-сланцевой (аспидной, граувакковой) формацией; 2—то же, наиболее глубокие осевые части; 3—то же, что и 1—2 с участием вулканических толщ спилито-кератофирового типа; 4 — выполненные спилито-кератофировой и порфиритовой формацией; 5 — выполненные андезито-дацитовой формацией; 6 — то же, в сочетании с флишоидной формацией; 7 — выполненные флишевой формацией; 8 — выполненные флишоидной формацией.

Субплатформенные и миогеосинклинальные прогибы (в том числе на срединных массивах): 9 — выполненные карбонатной формацией небольшой мощности; 10 — то же, большой мощности; 11 — выполненные терригенными и терригенно-карбонатными формациями небольшой мощности; 12 — то же, большой мощности; 13 — то же, что и 9—12, с участием вулканогенных толщ.

Прогибы поздней стадии геосинклинального цикла, выполненные молассами: 14 — передовые прогибы; 15 — участки платформы, кратковременно захватывавшиеся опусканием передовых прогибов; 16 — внутренние поднятия в передовых прогибах; 17 — межгорные, приразломные и внутригорные впадины; 18 — то же, с участием вулканогенных толщ; 19 — внутренние поднятия в межгорных впадинах; 20 — периклинальные прогибы; 21 — внутренние поднятия в них.

Платформенные прогибы: 22 — выполненные карбонатной формацией малой мощности; 23 — то же, значительной мощности; 24 — выполненные терригенной и терригенно-карбонатной формациями малой мощности; 25 — то же, значительной мощности.

Геоантиклинальные поднятия: 26 — испытывающие абсолютное воздымание; 27— испытывающие интенсивное абсолютное воздымание; 28 — относительные поднятия с сокращенным маломощным разрезом; 29 — эмбриональные, узкие приразломные поднятия («кордильеры»); 30 — «кордильеры» и тектонические ступени с формацией барьерных рифов.

Срединные массивы: 31 — испытывающие слабое абсолютное воздымание; 32— испытывающие слабое опускание с маломощным осадочным чехлом; 33 — испытывающие опускание с накоплением порфиритовой формации.

Платформенные поднятия (щиты, своды, валы): 34 — испытывающие слабое абсолютное воздымание (без чехла); 35 — испытывающие относительное воздымание (с маломощным чехлом).

Другие обозначения: 36 — основные и ультраосновные интрузии; 37 — кислые интрузии; 38 — щелочные интрузии; 39 — активные разломы и флексуры.

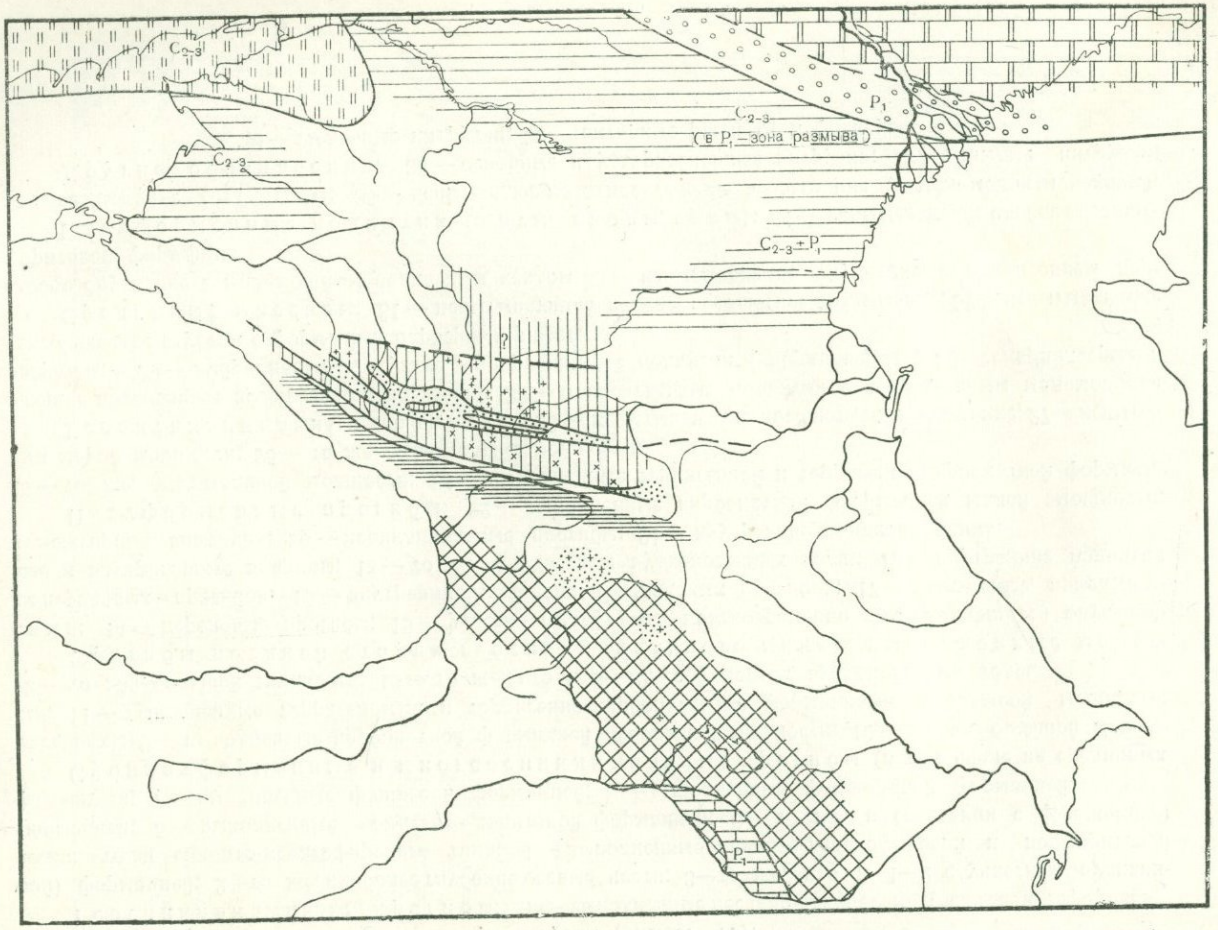


Рис. 68. Палеотектоническая карта второй половины герцинского этапа (средний карбон — ранняя пермь).
Усл. обозначения см. рис. 67

не испытала складчатости и замыкания ни перед средним карбоном, ни в конце палеозоя и была унаследована наиболее древним из альпийских геосинклинальных прогибов Кавказа.

Далее к югу, судя по выступам нижнепалеозойского метаморфического основания в западной, более приподнятой половине Закавказья (Дзирульский массив, северо-западные части Сомхето-Кафанской и Армянской зон), для герцинского этапа констатируются геоантиклинальные условия. Можно предполагать, что в этой области, консолидировавшейся в раннем палеозое, существовал в герцинском этапе обширный Закавказский срединный массив. Древние толщи в ряде мест были прорваны гранитоидами каменноугольного возраста и в отдельных межгорных впадинах перекрыты верхнепалеозойскими (C_{2+3}) кислыми лавами и туфогенно-осадочными толщами.

В самой южной части Малого Кавказа и на прилегающих территориях Ирана и Турции в среднем палеозое располагался обширный Приараксинский прогиб миогеосинклинального характера, в котором шло накопление терригенно-карбонатных толщ девона — нижнего карбона. Верхнедевонские отложения в краевой восточной части этого прогиба в Зангезуре обогащаются туфогенным материалом. В конце раннего карбона область Приараксинского прогиба испытала слабое поднятие, почти не сопровождавшееся складчатостью, которое сменилось новым опусканием в ранней перми.

История развития восточной половины Большого Кавказа и Закавказья в течение палеозоя почти совершенно неизвестна.

Рубеж между герцинским и альпийским этапами на Кавказе логичнее всего совместить с границей ранней и поздней перми, так как к этому времени горные сооружения Предкавказья и отчасти Большого Кавказа были в значительной мере выравнены; раннепермская регрессия сменилась позднепермскими опусканиями, которые привели к накоплению в Предкавказье пермо-триасового красноцветного комплекса, начинающего разрез платформенного чехла. Впрочем, в некоторых отношениях поздняя пермь и триас могут рассматриваться как время, переходное от герцинского к альпийскому этапу, так как в эту эпоху еще завершалось формирование моласс в Северокавказском межгорном прогибе и позднегерцинских гранитоидов в поднятии Главного хребта.

Альпийский этап

Большая полнота фактического материала позволяет выделить в альпийском этапе четыре главные стадии тектонического развития.

1. Начальная (поздняя пермь — триас) — время существования узкого геосинклинального прогиба южного склона Большого Кавказа, унаследованного от герцинского этапа, и формирования нижних горизонтов осадочного чехла эпигерцинской платформы Предкавказья.

2. Ранняя (лейас — доггер, на Малом Кавказе — также мальм и низы мела) — эпоха резкого расширения геосинклинали Большого Кавказа и заложения геосинклинали Малого Кавказа (Сомхето-Кафанской), их глубокого прогибания, сопровождающегося мощным проявлением магматизма, завершающаяся возникновением или возрождением в осевых частях этих геосинклиналей центральных поднятий.

3. Средняя (мальм — эоцен, на Малом Кавказе — конец раннего мела — олигоцен) — эпоха развития вторичных геосинклинальных прогибов разного типа — известняковых, флишевых и зеленокаменных, сохранившихся и вновь заложенных по периферии растущих централь-

ных поднятий, заканчивающаяся отмиранием этих прогибов, складчатостью и образованием на месте геосинклиналей Большого и Малого Кавказа складчатых сооружений (мегантиклинориев).

4. Поздняя (олигоцен — антропоген) — время разрастания складчатых горных сооружений Большого и Малого Кавказа, отмирание остаточных прогибов в их пределах, заложение и развитие передовых (краевых) и межгорных прогибов, заполняемых молассами. В этой стадии намечаются две крупные фазы, которые, возможно, следует рассматривать в качестве самостоятельных стадий,— олигоцен-миоценовая, отвечающая эпохе накопления нижней (более тонкообломочной, морской) молассовой формации и умеренных поднятий Большого и Малого Кавказа, и плиоцен-антропогеновая — время формирования верхней, более грубой и в значительной степени континентальной молассы, интенсивных поднятий и субаэрального вулканизма в горных сооружениях.

Начальноальпийская стадия (поздняя пермь — триас). Территория Большого Кавказа к северу от Тырныауз-Пшекишской зоны разломов и в Ставрополье в поздней перми представляли собой область поднятия и размыва (рис. 69). В Восточном Предкавказье существовал внутриматериковый бассейн платформенного характера, в котором отлагались красноцветные отложения, наиболее мощные в зоне Манычского шовного прогиба. На южном склоне Большого Кавказа продолжал развиваться унаследованный от более раннего времени геосинклинальный прогиб, продолжавшийся на западе в пределах Горного Крыма. В нем шло накопление аспидной (сланцево-граувакковой) и отчасти известняковой формации. По его северной периферии, вдоль нынешней зоны Главного хребта, протягивалась цепочка рифов. На большей части Тырныаузской зоны до начала триаса включительно продолжал существовать узкий и глубокий межгорный прогиб, накапливавший континентальные красноцветные молассы. В триасе море проникло севернее, образовав на северном склоне западного Кавказа мелководный субплатформенный бассейн, в котором отлагалась известняковая формация. В Северо-Западном Предкавказье в позднем триасе возник грабенообразный прогиб с накоплением морских сероцветных терригенных осадков. Это восточное окончание системы шовных прогибов западного и южного обрамления Русской платформы.

Бассейн миогеосинклинального (субплатформенного) типа продолжал существовать и в Приараксинской зоне на юге Малого Кавказа, в то время как все остальное Закавказье оставалось устойчиво приподнятым срединным массивом.

Раннеальпийская стадия (ранняя и средняя юра; на Малом Кавказе и поздняя юра). Морской бассейн Большого Кавказа в течение лейаса и доггера расширяется к северу, и в аалене море покрывает южную часть Западного Предкавказья и почти все Восточное Предкавказье (рис. 70). Трансгрессия шла тремя последовательными волнами, с максимумами в домере, позднем тоаре — раннем аалене и байосе. В промежутках имели место частные регрессии: предтоарская и предбайосская. В Предкавказье осадки носят платформенный характер и отличаются небольшой мощностью. На окраине Предкавказской платформы на некоторых участках и в отдельных отрезках времени получает развитие паралическая угленосная формация. К югу от Тырныауз-Пшекишского разлома мощность осадков возрастает и тип разреза становится миогеосинклинальным. К югу от зоны разломов так называемого надвига Главного хребта, в осевой зоне геосинклинали Большого Кавказа,

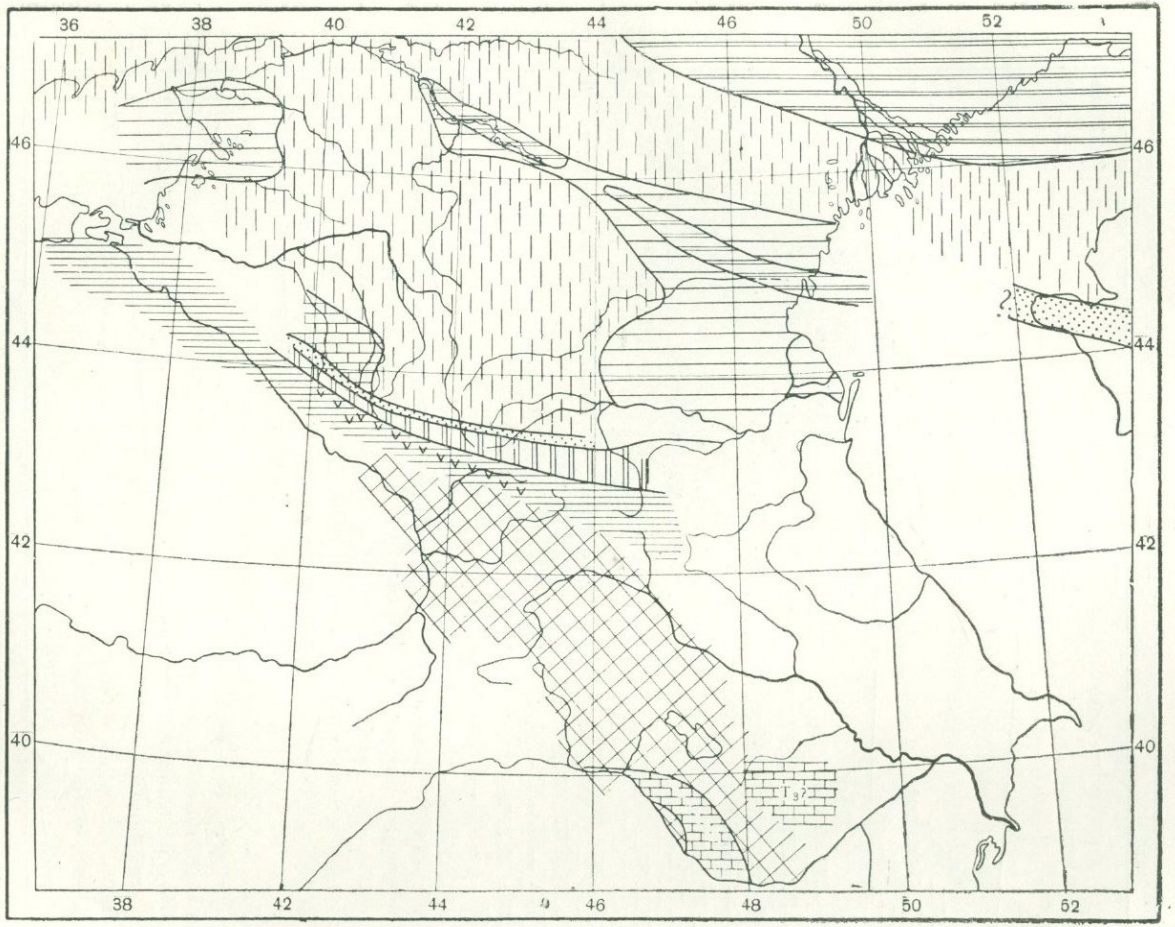


Рис. 69. Палеотектоническая карта начальной стадии альпийского этапа (поздняя пермь — триас). Усл. обозначения см. рис. 67

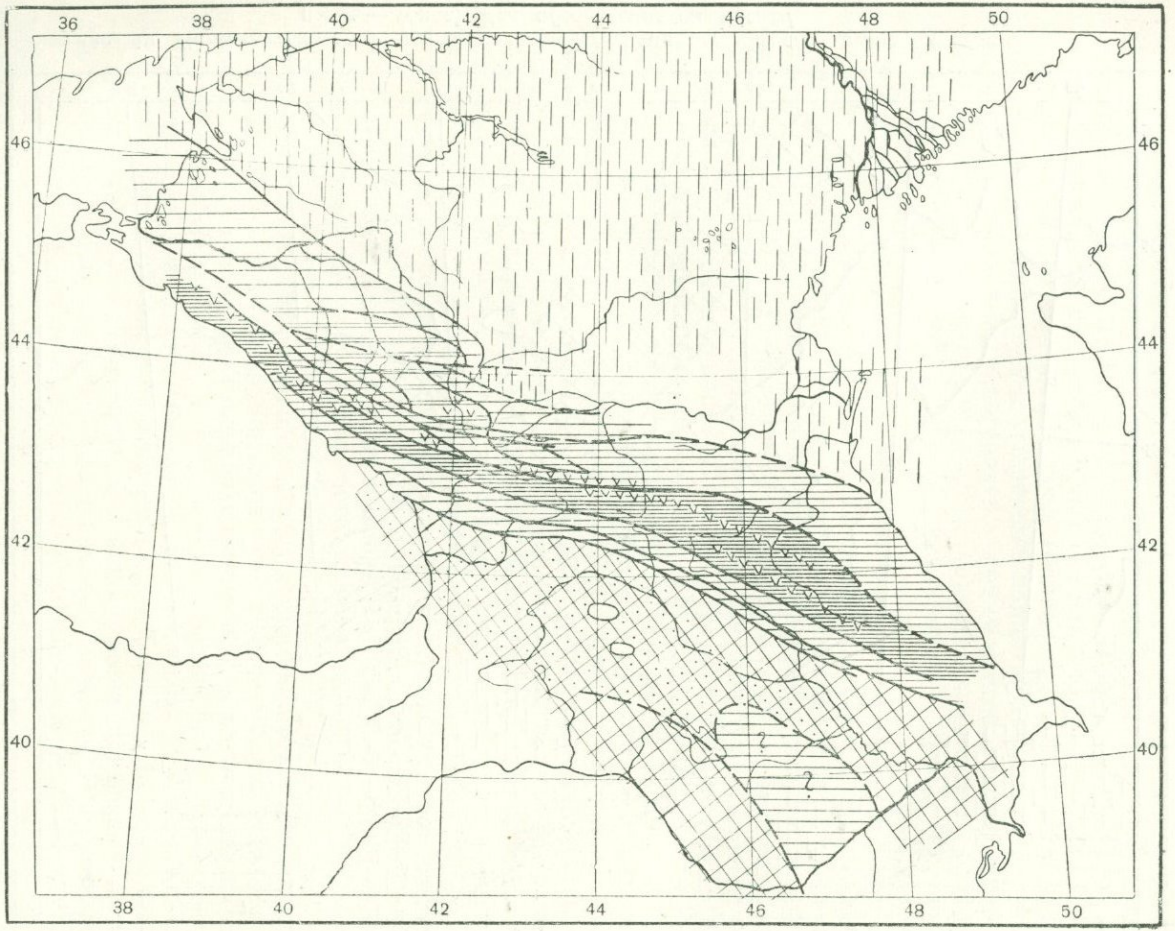


Рис. 70. Палеотектоническая карта лейаса — аалена. Усл. обозначения см. рис. 67

мощность отложений возрастает еще больше, значительное развитие получают подводно-вулканогенные образования спилито-кератофировой формации, переслаивающиеся с породами аспидной формации. Таким образом, территория эпигерцинской платформы вовлекалась в погружение как бы последовательными ступенями, вдоль продольных разломов. Такими же несколькими ступенями втягивалась в опускание южного крыла Большого Кавказа северная часть Закавказского срединного массива. К югу от осевого прогиба геосинклинали, протягивавшегося через Сванетию, в пределах Абхазо-Рачинской ступени, нижние горизонты лейаса сокращаются в мощности, вулканогенные горизонты в них исчезают, но мощное развитие получают терригенно-флишевые образования тоара — аалена. Еще южнее, судя по разрезу Дзирульского массива, лейас и аален переходят в формацию зоогенных известняков небольшой мощности.

Внутри самой геосинклинали наблюдается быстрое нарастание мощности к западу и особенно востоку от поперечных разломов, ограничивающих Центральный Кавказ; на востоке, в Дагестане и Азербайджане мощность терригенной юры достигает цифры порядка 10 *км*.

В центральной части Малого Кавказа, благодаря раздроблению Закавказского срединного массива, в лейасе закладывается новый геосинклинальный прогиб — Малокавказский (Сомхето-Кафанский). В байосе как в этом прогибе, так и в остальной Рионо-Куринской полосе срединного массива, а также на южном крыле геосинклинали Большого Кавказа разыгрывается исключительно интенсивный подводный вулканизм (рис. 71).

В осевой полосе Большого Кавказа в конце доггера нарастают поднятия, приводящие к началу келловея к ее осушению и сопровождающиеся складкообразованием. Этими поднятиями были созданы основные антиклинории Северо-Западного, Восточного и Юго-Восточного Кавказа и возрожден горст-антиклинорий Центрального Кавказа.

В Рионо-Куринской зоне опускания и извержения также прекращаются уже в бате, и лишь в отдельных впадинах накапливаются маломощные угленосные отложения; затем здесь происходит общее поднятие и складкообразование. В Сомхето-Кафанской зоне в это время возникает система кулисообразно расположенных брахиогеоантиклиналей, позже слившихся в единую Сомхето-Карабахскую геоантиклиналь, но погружение и вулканизм продолжаются не только в бате, но и в течение всей поздней юры. Лишь в самом конце мальма и в этой зоне наступает поднятие и море надолго уходит из ее пределов. В конце средней юры на всем пространстве от осевой зоны Большого Кавказа на севере до южного края Сомхето-Кафанской зоны на юге наблюдается внедрение гранитоидных интрузий, избирающих для своей локализации сводовые части новообразованных и отчасти унаследованных поднятий. Гранитоидный плутонизм возобновляется в Сомхето-Кафанской зоне в начале мела; на этот раз он приурочен не только к поднятиям, но и к разделяющим их частным прогибам.

Армянская и Приараксинская зоны в течение данного этапа были в основном областью поднятия и размыва. Лишь ненадолго, в течение байоса — келловея, море вторглось узким заливом в район Джульфы и далее к северо-западу, отложив маломощную субплатформенную серию преимущественно карбонатных пород с богатой фауной.

Среднеальпийская стадия (мел и ранний палеоген; на Большом Кавказе и поздняя юра). В результате поднятий конца средней юры, на Большом Кавказе отчетливо обособляются два прогиба с существен-

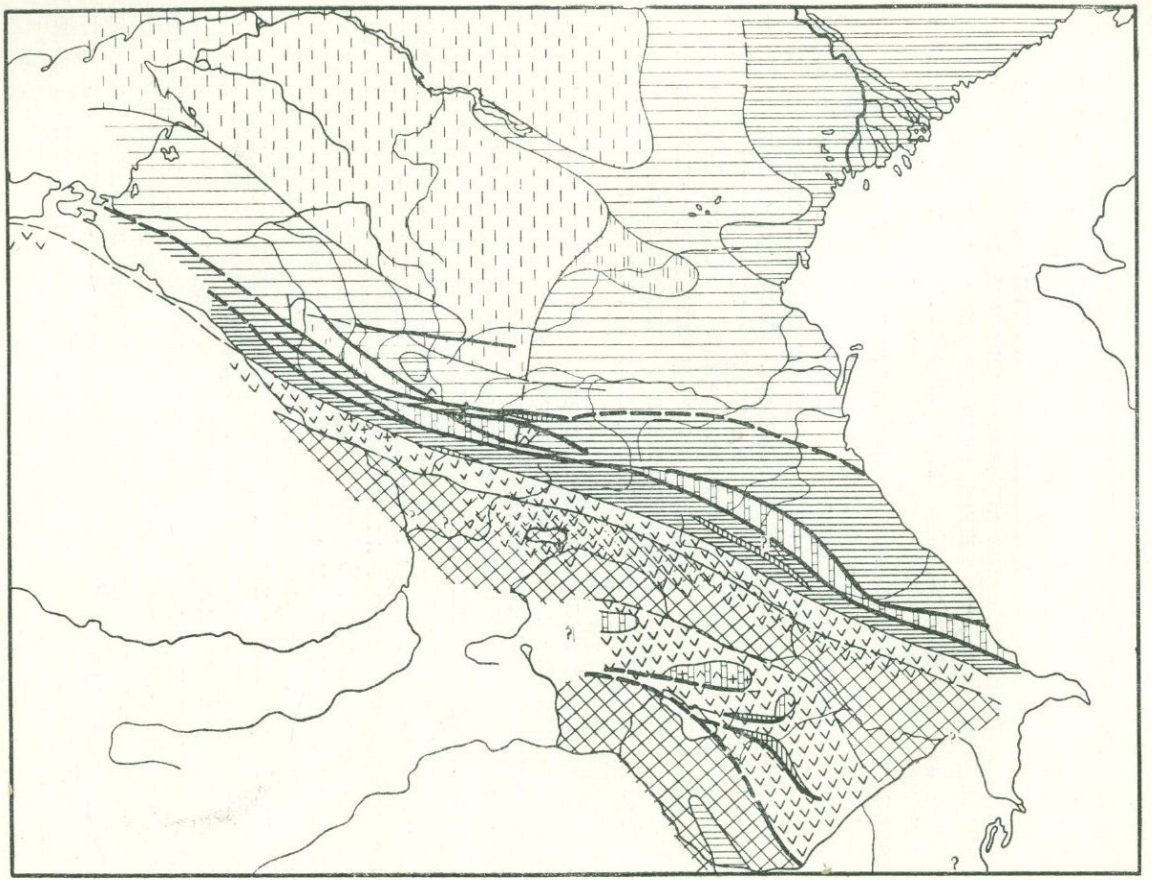


Рис. 71. Палеотектоническая карта доггера (байос). Усл. обозначения см. рис. 67

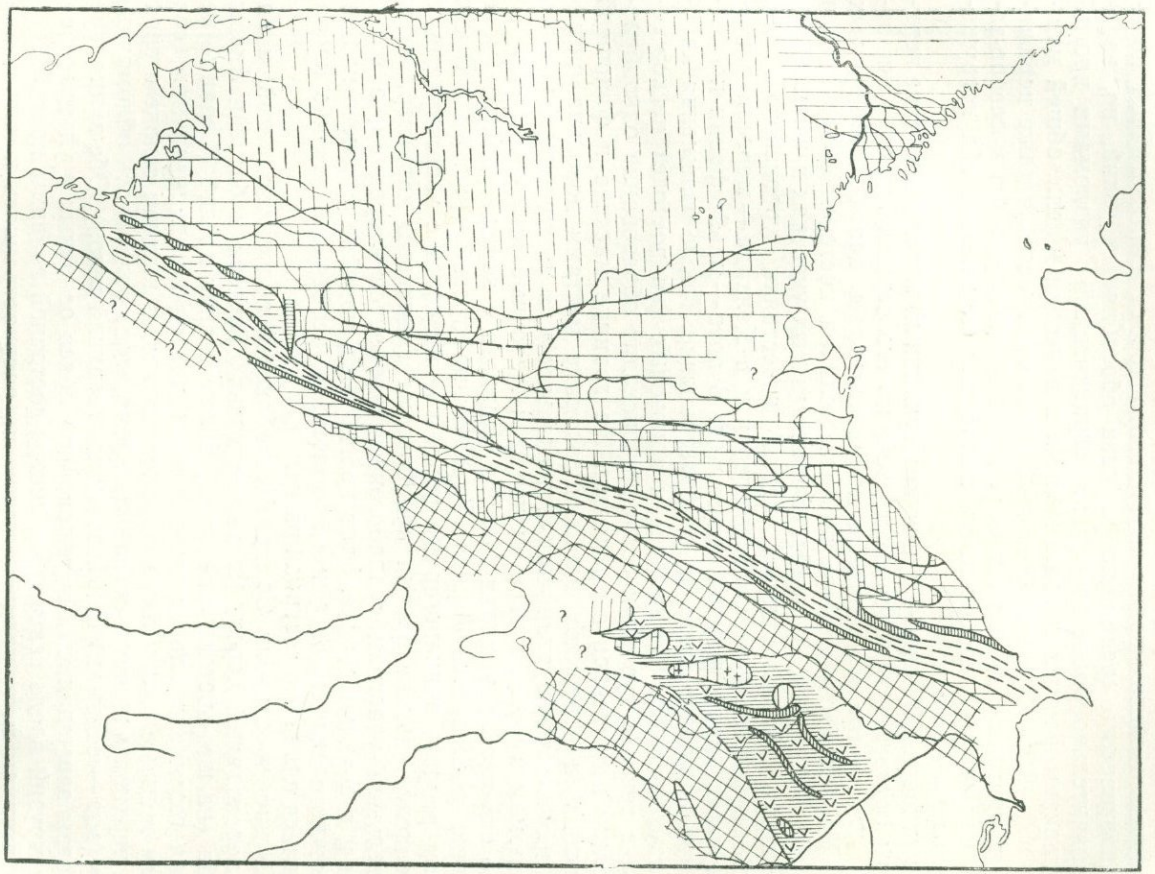


Рис. 72. Палеотектоническая карта мальма. Усл. обозначения см. рис. 67

но отличным тектоническим режимом и характером осадконакопления (рис. 72). На северном склоне существует сравнительно неглубокий прогиб, в котором происходит отложение типично неритических карбонатных и отчасти обломочных осадков общей мощностью 2—3 *км*. Этот прогиб постепенно мигрирует к северу. На южном склоне, между полосой предкелловейских поднятий Главного хребта и аналогичной полосой Закавказского срединного массива обособляется узкий, но, вероятно, значительно более глубокий, ограниченный разломами прогиб с накоплением флишевых толщ мальма и палеоцен-эоцена, общей мощностью в 6—8 *км*. Флишевый прогиб резко суживается и даже пережимается в центральной части хребта и сильно расширяется к северо-западу и юго-востоку, где он почти полностью охватывает оба погружения Большого Кавказа.

Закавказский (Рионо-Куринский) срединный массив в течение верхней юры оставался в основном сушей; по его северной периферии отлагались лагунные красноцветы и протягивалась цепочка барьерных рифов. На протяжении всего раннего мела он постепенно вовлекался в погружение, причем на наиболее приподнятых участках в неокоме накапливались кварцевые пески, затем известняки ургонского типа, а вдоль опущенной северной периферии и в Колхиде — мергели и глинистые известняки с фауной аммонитов. В апте — альбе фации последнего типа получают широкое распространение. После отложения кварцево-глауконитовых (на западе) и аркозовых (на востоке) песков сеномана в течение турона и сенона происходит образование однообразной толщи известняков с кремнями. На границе массива и флишевой геосинклинали в верхнем альбе и сеномане местами довольно интенсивно проявляется вулканическая деятельность, а несколько позже уже по разломам в теле массива изливаются щелочные основные лавы.

По северной периферии Малого Кавказа с конца раннего мела энергично развивается Аджаро-Триалетский прогиб (рис. 73). В его меловом разрезе вулканогенные породы чередуются с известняками, а в палеоцене — эоцене осадки приобретают флишевый характер, но со значительным участием вулканогенных элементов в среднем, а в Аджарии и в верхнем эоцене. Этот прогиб был, подобно флишевому прогибу южного склона, ограничен разломами, особенно отчетливо проявлявшимися вдоль его северной рамы.

По другую сторону Сомхето-Карабахской полосы поднятий, в полосе, переходящей через Севан, верховья Тертера и бассейн Акеры, с альба (на юго-востоке с неокома) также возник прогиб (Севано-Акеринская геосинклиналь) с интенсивным подводным вулканизмом, создавшим мощные толщи лав и пирокластолитов в нижнем сеноне и среднем и верхнем эоцене; в остальное время здесь отлагались обломочные толщи (апт — сеноман) или известняки (верхний сенон). Обе вулканические фазы завершились формированием пояса основных и ультраосновных интрузий вдоль северной и северо-восточной границы прогиба.

В позднем мелу волна погружения, распространяясь к югу, в значительной степени охватила юг Малого Кавказа, создав здесь два прогиба: Ереванский и Ордубадский. В это же время, очевидно, формируется и Талышский прогиб (рис. 74). Верхний мел во всех трех прогибах сложен карбонатными породами, но со значительной примесью обломочного материала, увеличивающейся в верхах отдела (маастрихт — даний). Переход от мела к палеогену постепенный, за исключением Талыша. В Ереванском и Ордубадском прогибах в дании — нижнем эоцене накапливаются осадки типа терригенного флиша. В эоцене Орду-

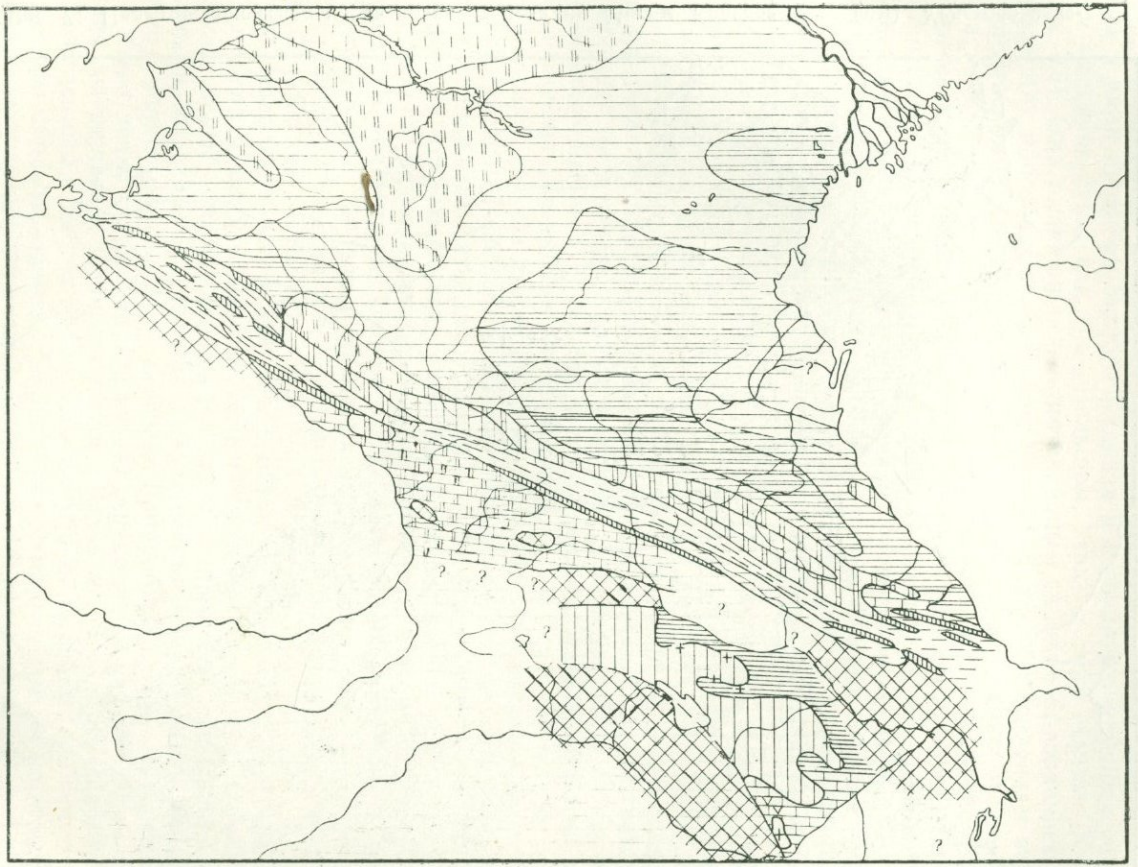


Рис. 73. Палеотектоническая карта раннего мела (на Малом Кавказе без альба). Усл. обозначения см. рис. 67

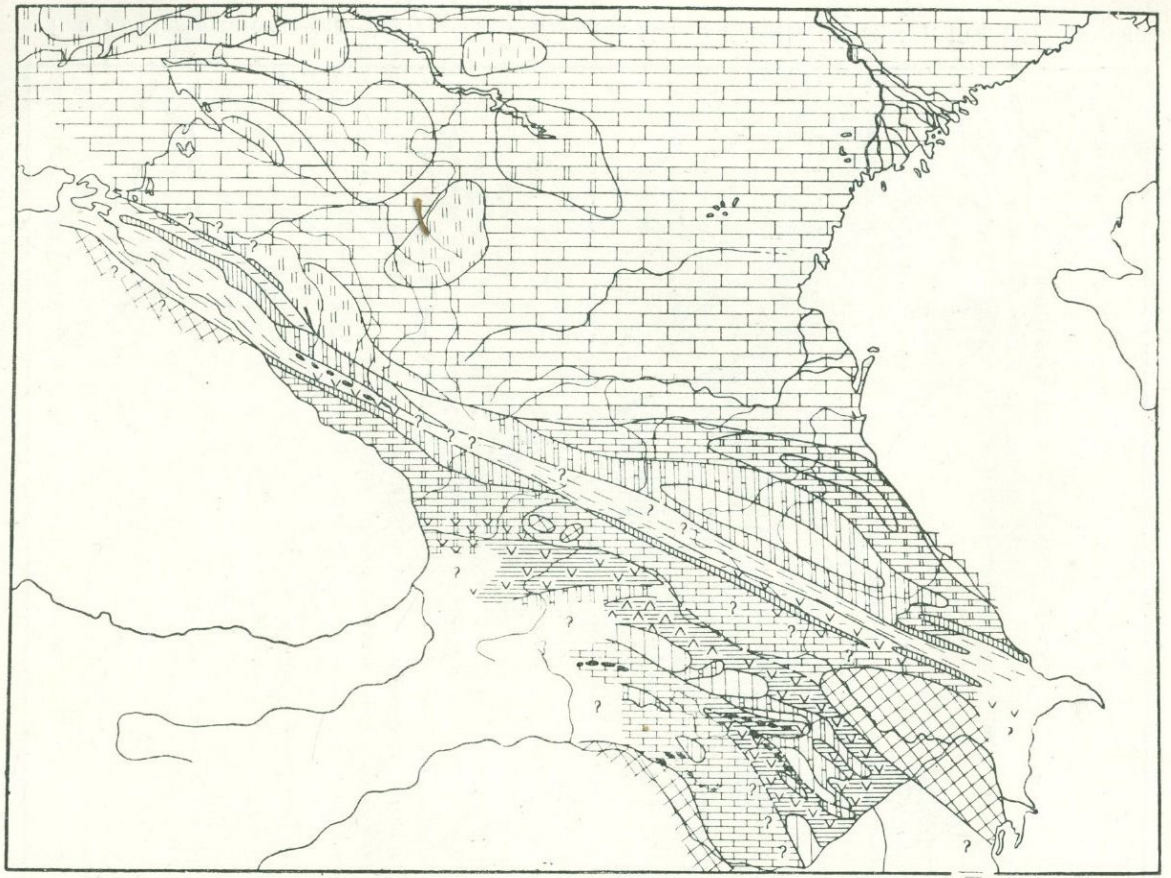


Рис. 74. Палеотектоническая карта позднего мела (на Малом Кавказе с альбом). Усл. обозначения см. рис. 67

бадский и Талышский прогибы, подобно более северным прогибам Малого Кавказа, становятся ареной интенсивного подводного вулканизма.

Поднятия на рубеже мела и палеогена, хотя и проявились в ряде районов Кавказа, подобно поднятиям в середине мела, имели гораздо меньшее значение, чем воздымания конца эоцена. Эти последние привели к замыканию флишевых прогибов южного склона Большого Кавказа и ряда прогибов Малого Кавказа и к созданию крупных устойчивых массивов суши как на Большом, так и на Малом Кавказе (рис. 75). Они сопровождались интенсивным складкообразованием в отмирающих прогибах, а на Малом Кавказе также становлением второго крупного комплекса гранитоидных интрузий, существенно отличного от первого — среднемезозойского. В то время как интрузии среднемезозойского комплекса (бат — неоком) в основном плагиогранитные — гранодиоритовые, верхнеэоценовые интрузии отличаются более высокой кислотностью и щелочностью; это граниты, граносиениты, монцониты, сиениты и даже нефелиновые сиениты (Памбак, Мегри). Весьма отлична и металлогения обоих комплексов: в первом случае колчеданные, железорудные скарновые месторождения, во втором — медномолибденовые, полиметаллические, месторождения золота и др.

Позднеальпийская стадия. С олигоцена Кавказ вступает в заключительную стадию геосинклинального развития — стадию формирования крупных складчато-глыбовых поднятий (мегантиклинориев) и сопряженных с ними краевых и межгорных прогибов. Эта крупная стадия разделяется на две более мелкие фазы, отвечающие соответственно времени накопления нижних и верхних моласс; граница между ними намечается обычно в конце сармата, но местами поднимается до среднего плиоцена (Восточный Азербайджан).

Большой Кавказ в олигоцене превращается в орографически выраженное, растущее вверх и в ширину поднятие, начинающее поставлять песчано-глинистый материал в окаймляющие его депрессии. Остаточные прогибы на южном склоне Большого Кавказа, за исключением Рача-Лечхумского, развитие которого затягивается до верхнего миоцена, отмирают. В воздымание Центрального Кавказа втягиваются на севере Лабино-Малкинская зона, превращающаяся в его моноклинально построенное крыло, а на юге — несколько позднее — Окрибо-Сачхерская зона Грузинской глыбы (рис. 76).

В Северокавказском прогибе, особенно в его восточной половине, с олигоцена резко усиливается темп погружения, и он постепенно приобретает черты асимметричного передового прогиба, заполняющегося мощными морскими (преимущественно песчано-глинистыми) толщами нижних моласс олигоцена — миоцена. Грубообломочный материал играет в них резко подчиненную роль. В середине миоцена из сферы опускания выключается Ставропольское поднятие, а в конце миоцена — расположенный к югу от него Восточнокубанский прогиб.

Таким образом, единый Предкавказский прогиб распадается на два глубоких передовых (краевых) прогиба: Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский. С конца сармата и до настоящего времени в Терском прогибе идет накопление мощных (до нескольких километров) более грубых песчано-конгломерато-глинистых верхних моласс (морских и континентальных). В осевой части прогиба в течение плиоцена и антропогена возникают два крупных антиклинальных поднятия — Терское и Сунженское, расчленяющие прогиб на ряд частных впадин. Погружение в Кубанском прогибе в течение той же эпохи отличается меньшей интенсивностью (рис. 77).

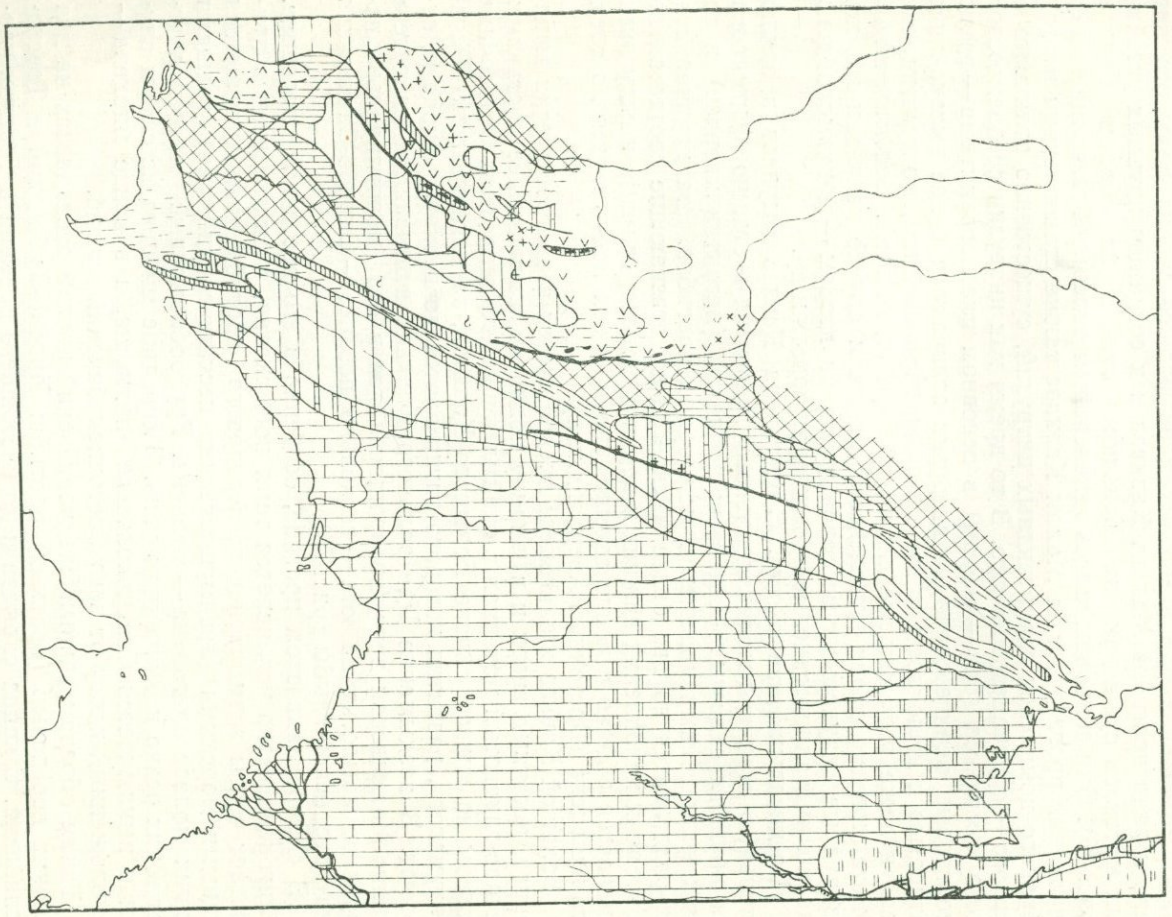


Рис. 75. Палеотектоническая карта палеоцена — эоцена. Усл. обозначения см. рис. 67

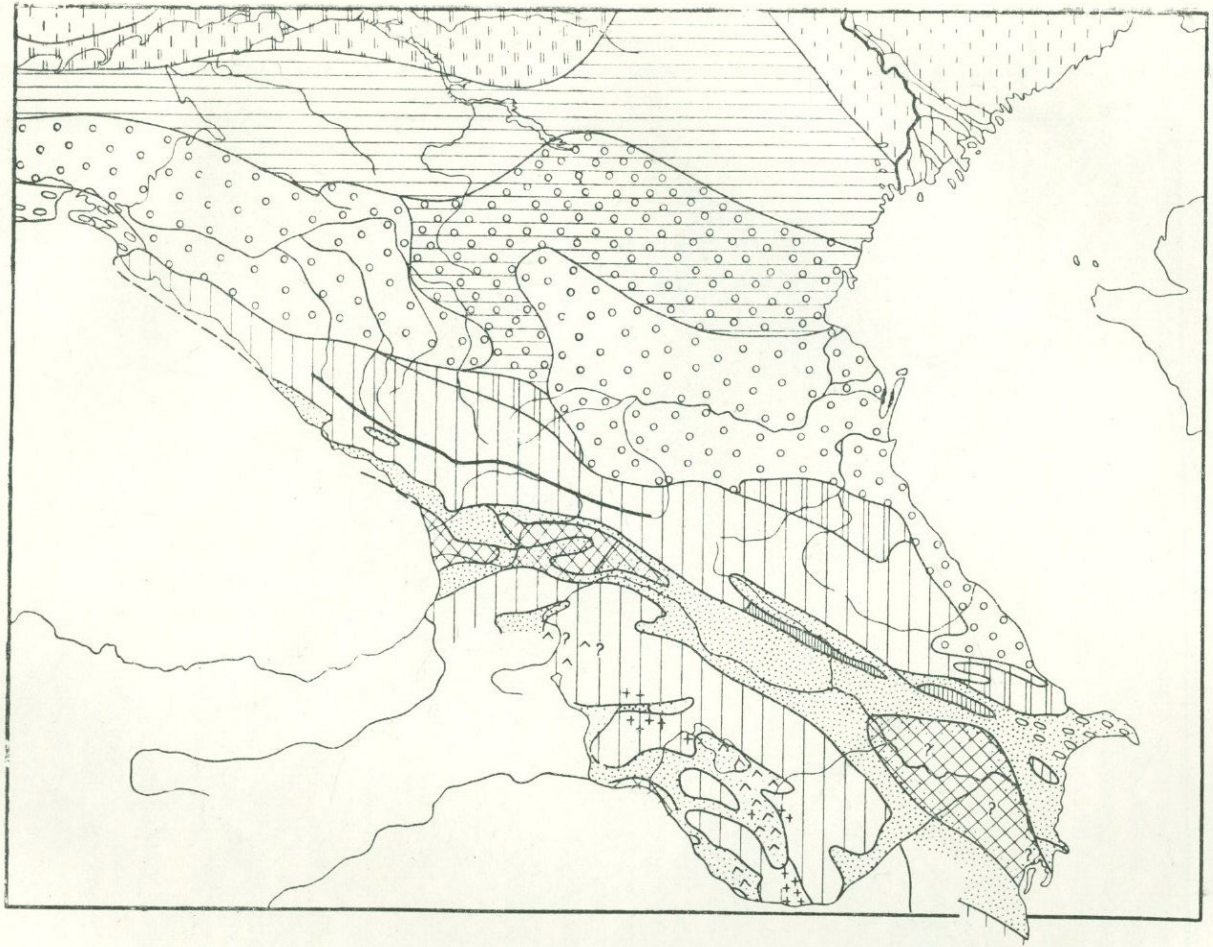


Рис. 76. Палеотектоническая карта поздней стадии альпийского этапа (олигоцен — миоцен). Усл. обозначения см. рис. 67

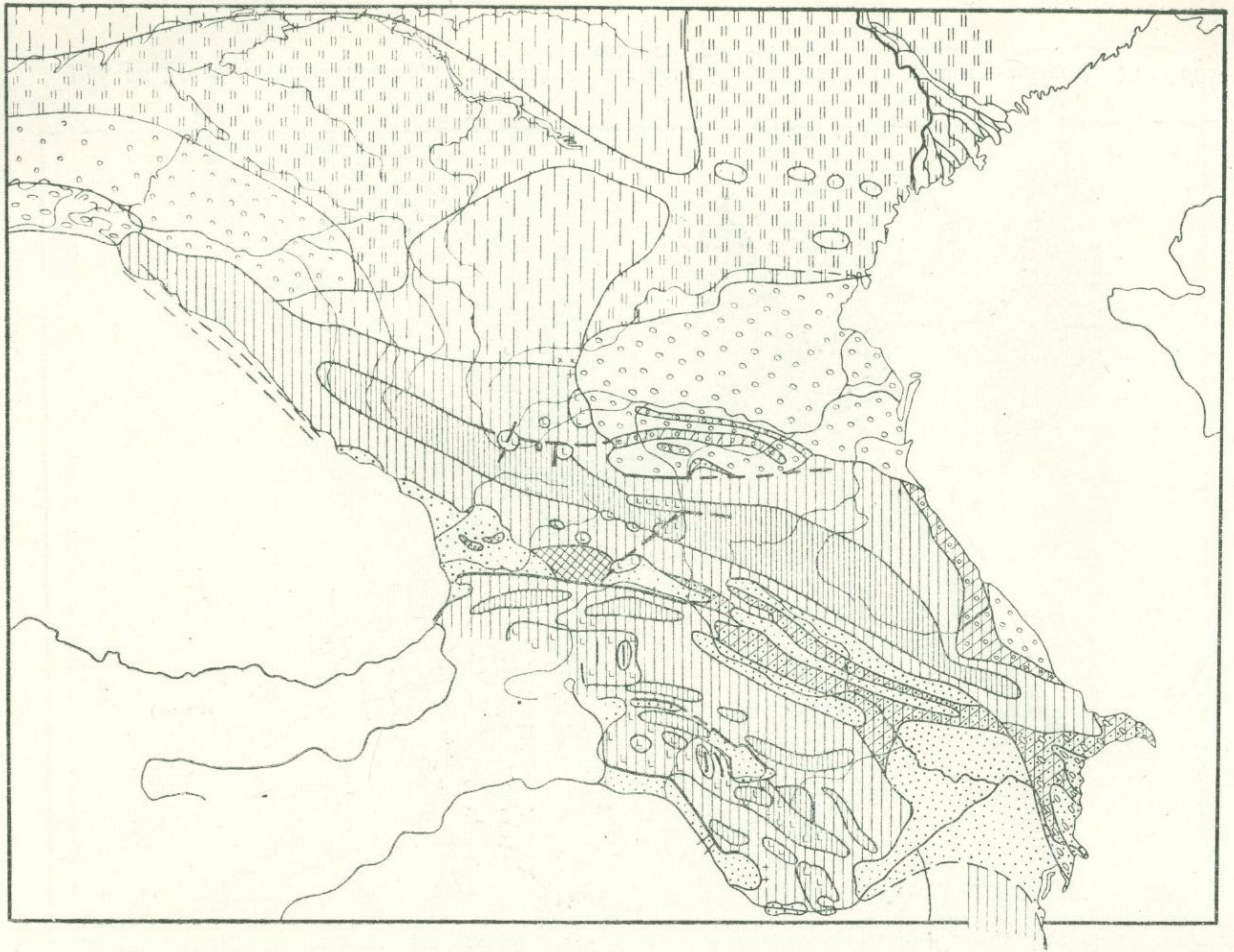


Рис. 77. Палеотектоническая карта заключительной стадии альпийского этапа (плиоцен — антропоген). Усл. обозначения см. рис. 67

Воздымание Большого Кавказа резко усиливается в конце сармата — мэотисе, когда в его осевой части впервые возникает высокогорный рельеф. Поднятие Центрального Кавказа происходит в виде единого свода, слабо осложненного подвижками по отдельным продольным и поперечным разломам и флексурам и формированием отдельных продольных (Верхнетерская, Тарская) и поперечных (Верхнечегемская) впадин. Оно сопровождается проявлениями магматизма в эффузивной и субвулканической форме в ряде его зон: на северном крыле (Эльбрусская вулканическая область), в частности, в зоне Тырныаузского шва и поперечных разломов, ограничивающих восточный участок Лабино-Малкинского блока, происходят извержения кислой и отчасти щелочной магмы, в осевой зоне (Казбекская область) — преимущественно андезито-дацитовой, в полосе сочленения мегантиклинория с Грузинской глыбой — извержения базальтов повышенной щелочности. Амплитуда поднятия центрального и восточного сегментов Большого Кавказа за мэотис — антропоген достигает 4—5 *км;* на северо-западе и юго-востоке Кавказа она убывает до 1—2 *км.*

С началом общего воздымания Б. и М. Кавказа вдоль окраинных частей Закавказского срединного массива формируются интенсивно погружающиеся прогибы, в которых идет накопление мощных песчано-глинистых толщ олигоцена, нижнего и среднего миоцена. Наибольшие мощности олигоцена и низов миоцена (до 3 и более километров) наблюдаются в прималокавказских прогибах — в Гурии, в полосе Гори — Тбилиси, в Кировабадском районе и предгорьях Талыша, что указывает на более активное поднятие Малого Кавказа по сравнению с Большим. Напротив, в среднем — позднем миоцене более значительное погружение обнаруживает северный окраинный прогиб, охватывающий на западе Абхазию и Мегрелию, а на востоке — часть Карталинской равнины, Степную Кахетию и Кобыстан.

В конце миоцена — начале плиоцена в результате встречной миграции обоих окраинных прогибов погружения охватывают центральную часть срединного массива, за исключением Дзирульского выступа, приуроченного к зоне Транскавказского поперечного перегиба. Усиление темпа воздымания Б. и М. Кавказа приводит к быстрому заполнению прогибов грубообломочными осадками верхней молассы и к смене морского режима континентальным, с отдельными вторжениями моря в Рионский и Куринский заливы, разобщенные начиная с конца сармата Сурамским перешейком. На востоке Куринской впадины и в периклинальном Апшероно-Кобыстанском прогибе общий размер погружения за неоген — антропоген достиг 10 *км,* из которых до 3,5 *км* падает на продуктивную толщу среднего плиоцена и до 1 *км* на антропогеновые отложения.

Начиная с позднего миоцена, но в особенности в среднем плиоцене и начале антропогена Куринская впадина охватывается складкообразованием, и в ее осевой полосе, испытавшей в неогене наиболее глубокое погружение, возникает в антропогене Ширакско-Аджиноурское поднятие. В зоне, прилегающей к Каспийскому морю, складкообразование продолжается вплоть до современной эпохи. Гораздо менее интенсивно проявилось складкообразование в Рионской впадине.

Процесс превращения Малого Кавказа в единое сводо-глыбовое поднятие происходит более сложно, чем аналогичный процесс на Большом Кавказе. Уже с олигоцена подавляющая часть территории Малого Кавказа вовлекается в воздымание, однако на месте его отмирающих геосинклинальных прогибов — Аджаро-Триалетского, Севанского, Ере-

ванского, Ордубадского, Талышского — в течение олигоцена еще сохраняются остаточные впадины, заполняющиеся лагунными и континентальными осадками. Некоторые из этих впадин (Ереванская) продолжают развиваться до конца миоцена, а наиболее крупные реликтовые впадины в Севанской зоне — Севанская и Ленинаканская — даже доживают до современной эпохи. Одновременно в плиоцене и антропогене в этой и других зонах закладываются отдельные неглубокие наложенные впадины в основном грабенообразного характера. Таким образом, новейшее воздымание Малого Кавказа, в отличие от Большого Кавказа, имеет ярко выраженный дифференцированный характер: наряду с зонами, испытавшими значительные (до 2—3,5 *км*) поднятия в плиоцене и антропогене (Аджаро-Триалетская, Сомхето-Карабахская, зона вулканических нагорий Армении, Даралагез-Зангезурская), в других зонах (Севанской, Арпа-Воротанской) проявляются относительные опускания. Эти движения сопровождаются значительно более мощными, чем на Большом Кавказе, проявлениями магматизма.

В олигоцене на отдельных участках Севанского и Ордубадского прогибов продолжаются вулканические извержения, а в последнем, возможно, и внедрение гранитоидных интрузий. Вулканическая деятельность несколько затухает в начале миоцена и затем резко активизируется в сармате и особенно мэотисе — понте, когда происходят мощные извержения в пределах Армянского и Ахалкалакского нагорий. Новые энергичные вспышки наземного вулканизма на отдельных участках этих нагорий отмечаются в позднем плиоцене и антропогене. При общем весьма сложном и изменчивом составе вулканических образований наблюдается постепенный переход во времени к более основным излияниям. Кислые магматические продукты в антропогене извергаются в зоне Транскавказского поперечного поднятия.

С олигоцена начинается заложение отдельных впадин Средне-Араксинского межгорного прогиба; опускание их резко усиливается в миоцене (накопление лагунных, в том числе соленосных толщ в Нахичеванской впадине), а в миоплиоцене (мэотис — понт) продолжается лишь в западной части Араратской впадины.

В последующее время Средне-Араксинский прогиб постепенно втягивается в воздымание (на 0,4—0,7 *км*), но все же значительно отстает по интенсивности поднятия от Малого Кавказа, поднятие которого за мэотис — антропоген составляет от 1,5 до 3,5 *км*.

Важнейшим событием в новейшей истории Кавказской области были антропогеновые оледенения, мощно проявившиеся на Большом и значительно слабее на Малом Кавказе. По всей вероятности, динамика этих оледенений, одновременно охватывавших и Русскую равнину, являлась главным регулятором колебаний уровня Каспийского и Черноморского бассейнов. Самое раннее из установленных оледенений полупокровного характера охватило высокогорные части Большого и, видимо, Малого Кавказа в конце плиоцена — во второй половине (?) апшеронского века[1].

На Большом Кавказе имели место горнодолинные оледенения в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене. Наиболее изученное из них — верхнеплейстоценовое оледенение — проявилось в виде двух главных фаз (из которых ранняя была более мощной), разделенных эпохой значительного сокращения оледенения. На Малом Кавказе фиксируются

[1] В районе Эльбруса обнаружены следы еще более древнего — акчагыльского (?) оледенения.

следы двух четвертичных оледенений — верхнеплейстоценового, средне- (?) плейстоценового и верхнеплиоценового (апшеронского), по своему масштабу сильно уступающих оледенениям Большого Кавказа.

Некоторые общие закономерности геологического развития Кавказа

Анализ истории осадконакопления, магматизма и тектонической структуры Кавказа позволяет прийти к некоторым общим выводам относительно закономерностей строения и развития Кавказской геосинклинальной области.

Глыбовое строение земной коры. Глубинные разломы

Выдерживающаяся на протяжении всего альпийского, а в ряде случаев и герцинского этапа (когда это доступно выяснению) индивидуальность развития основных структурно-фациальных зон Кавказа и наличие достаточно резких устойчиво сохраняющихся во времени переходов между ними с несомненностью указывает на глыбовое строение земной коры в этой области. Она состоит из ряда блоков или глыб различного порядка, отделенных друг от друга разломами глубокого заложения и большой длительности развития (глубинных разломов или тектонических швов) — продольных и поперечных. Господствующими среди них являлись продольные разломы (или разломы так называемого «общекавказского» простирания), которые почти в каждом районе Кавказа принадлежат в действительности двум близким по направлению, но пересекающимся под острым углом системам. В большинстве случаев они имеют субширотное и восточно-юго-восточное направления, но в юго-восточных частях Большого и особенно Малого Кавказа оба направления более или менее значительно отклоняются к югу, приобретая соответственно восточно-юго-восточное и юго-восточное, или даже юго-юго-восточное простирание; напротив, на западе Малого Кавказа, в Аджаро-Триалетской зоне, господствуют субширотное и западно-юго-западное направления.

Сочетание разломов двух близких направлений в пространстве обусловливает характерные изгибы складчатой зоны по простиранию со сменой участков со структурами одного простирания участками с другим простиранием структур, явление «пересечения» разновозрастных складчатостей под острым углом (юго-восточные части Б. и М. Кавказа), кулисообразное и диагональное расположение структур низшего порядка, подчиняющихся одному из «продольных» направлений, в пределах более крупной тектонической зоны, в целом контролируемой глубинными разломами другого «продольного» направления, и т. д. В наиболее приподнятых зонах, как зона Главного хребта Центрального Кавказа, пересечение двух систем глубоких разломов определяет ромбовидные очертания блоков кристаллического фундамента. В зависимости от изменений общего тектонического плана Кавказа во времени отдельные блоки, ограниченные глубинными разломами, могут объединяться в зоны поднятий или прогибов субширотного или юго-восточного простирания (рис. 78).

Среди глубинных разломов Кавказа выделяется несколько наиболее важных, сложно построенных зон тектонических швов, ограничивавших на протяжении альпийского этапа геосинклинали Б. и М. Кавказа. Это 1) Пшекиш-Тырныаузская шовная зона с ее продолже-

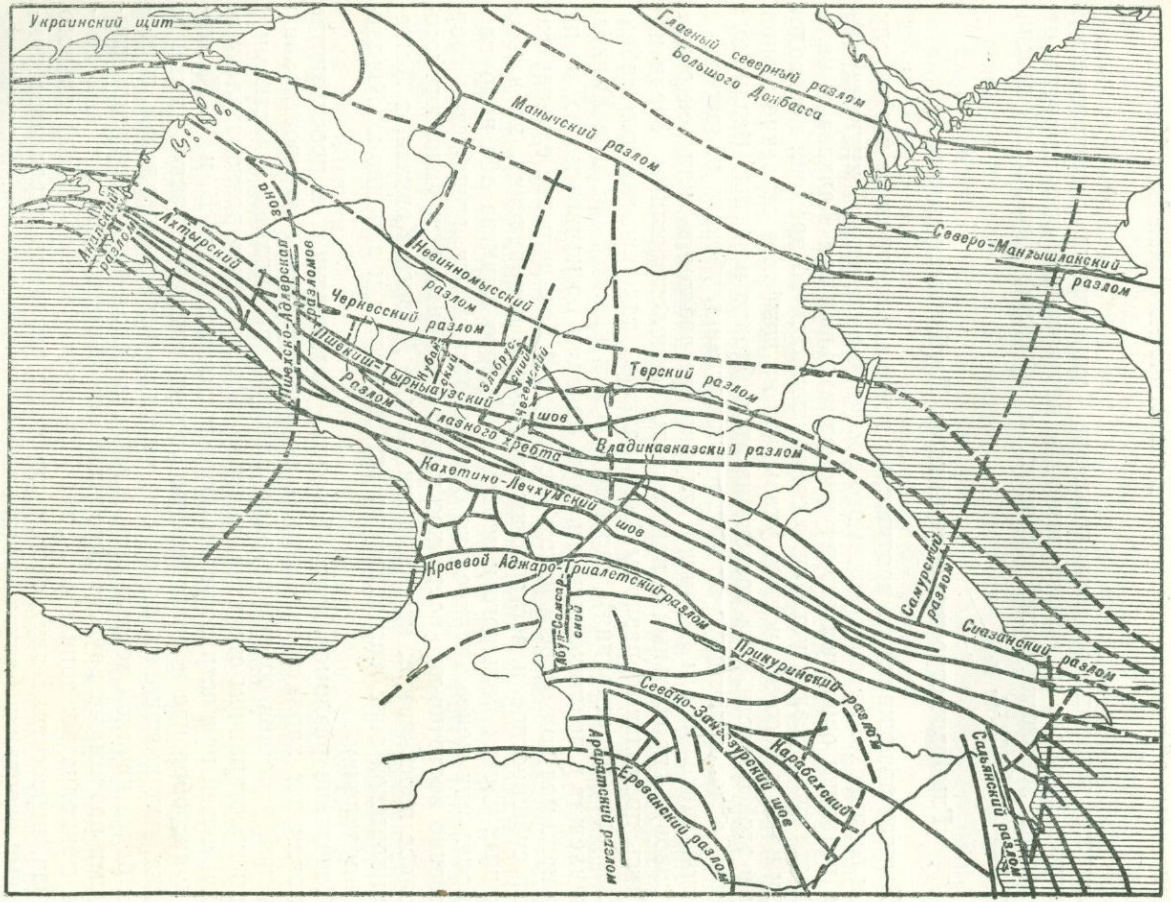


Рис. 78. Схема расположения глубинных разломов Кавказа

ниями к востоку (в Сунженском поднятии) и к западу, служившая краевым швом на границе геосинклинали Большого Кавказа с эпигерцинской платформой; 2) Кахетино-Лечхумская шовная зона с ее продолжением к западу (до Сухуми) и к востоку (Цители-Цхаро, Вандамское поднятие), ограничивавшая геосинклиналь Большого Кавказа со стороны Закавказской межгорной зоны и, в частности, Грузинского и Нижнекуринского срединных массивов; ее ответвление шло по северному краю Абхазско-Рачинской зоны; 3) Севано-Зангезурская шовная зона, разделявшая в первой половине альпийского этапа Сомхето-Кафанскую геосинклиналь и Армянскую геоантиклиналь, которые до сих пор сохранили свою тектоническую индивидуальность.

Характерно, что первая из шовных зон, самая северная, имеет субширотное простирание, вторая — восточно-юго-восточное, а самая южная, дугообразно изгибаясь, изменяет направление с юго-восточного на юго-юго-восточное. Таким образом, в целом все три шовные зоны сближаются к северо-западу и расходятся к юго-востоку. Очевидно, с этим связано расширение и углубление геосинклиналей Кавказа к юго-востоку и их сужение и некоторое «вырождение» к северо-западу.

Помимо этих главнейших тектонических швов следует выделить несколько важных продольных швов, создающих подразделение геосинклиналей и срединных массивов на отдельные крупные блоки или зоны. Таковы главный надвиг Большого Кавказа («надвиг Главного хребта»), отделяющий осевую зону геосинклинали Большого Кавказа от приподнятой северной краевой зоны (зоны Главного хребта); Черкесский разлом, ограничивающий с севера Лабино-Малкинский блок; глубинный разлом на границе Аджаро-Триалетской зоны и Грузинской глыбы и некоторые другие.

Наряду с продольными разломами существенная, хотя и подчиненная роль в структуре и истории Кавказа принадлежала поперечным разломам, имеющим долготное, северо-северо-западное и северо-северо-восточное направления. Некоторые из этих разломов пересекают несколько продольных структурно-фациальных зон Кавказа и уходят далеко в пределы смежных платформ. Однако в отдельных продольных зонах Кавказа поперечные разломы в поверхностной структуре непосредственно проявляются слабо и «угадываются» лишь по косвенным признакам (распределение фаций и мощностей, интрузий, вулканов, план складчатых структур). Движения вдоль поперечных разломов вызывали заметные различия в интенсивности погружения, степени проявления инверсии, интенсивности складчатости, метаморфизма и т. д. в разделенных этими разломами сегментах геосинклинальных прогибов. Как видно из рис. 78, для каждой из основных тектонических зон Кавказа характерен свой рисунок сети глубинных разломов и свои формы слагающих их тектонических блоков.

Во времени относительная роль «продольных» и «поперечных» разломов неоднократно менялась в зависимости от изменений общего плана напряжений в пределах Кавказской геосинклинальной области; особенно очевидно это для альпийского цикла. В ранней и средней юре преобладало влияние продольных разломов, причем интенсивный эффузивный вулканизм вдоль них свидетельствует о развитии разломов в условиях растяжения, сменившегося к концу доггера сжатием (предкелловейское складкообразование и интрузии). В поздней юре и неокоме увеличилась активность поперечных разломов, в позднем мелу и палеогене — снова весьма активными были продольные разломы, попе-

ременно развивавшиеся в обстановке растяжения (альб-сантонский и эоценовый вулканизм на Малом Кавказе и южном склоне Большого Кавказа и крупные новые опускания на юге Малого Кавказа) и сжатия (складкообразование конца мела и конца эоцена и интрузии конца эоцена на Малом и возможно также Большом Кавказе).

Неогено-антропогеновое время проходило под знаком преобладания растяжений по поперечным разрывам; именно они контролировали интенсивный эффузивный вулканизм заключительных стадий альпийского цикла. Вдоль продольных направлений в этот период концентрировались сжимающие усилия и здесь, преимущественно на крыльях поднятий Б. и М. Кавказа и в позднеальпийских впадинах, происходило интенсивное складкообразование и внедрение олигоценовых и неогеновых интрузий.

Значение и активность отдельных направлений продольных разломов — субширотного, восточно-юго-восточного («кавказского») и юго-восточного («среднекаспийского») — также заметно менялись во времени. На Большом Кавказе преобладание, в общем, переходило от первого направления (субширотная ориентировка герцинских и предкелловейских структур) ко второму («кавказская» ориентировка флишевых прогибов), а на востоке — даже к третьему («среднекаспийская» ориентировка третичных структур приморского Дагестана и юго-восточного Кавказа).

На Малом Кавказе наблюдается иная картина: Сомхето-Кафанская геосинклиналь заложилась в юре по разломам северо-западного — юго-восточного направления; в мелу господство перешло к структурам западно-северо-западного — восточно-юго-восточного и широтного направления; в палеогене в восточной части Малого Кавказа вновь преобладала северо-западная — юго-восточная ориентировка структур, в неогене—антропогене опять сменившаяся «кавказской».

Куринская впадина с ее общим «кавказским» простиранием несогласно, несколько наискось наложена на более широтно ориентированные частные структуры Малого Кавказа (на западе и юго-западе) и Большого Кавказа (на северо-востоке и востоке). Это несоответствие особенно наглядно проявляется на примере молодой наложенной Алазанской депрессии.

Поперечная зональность

В пределах Кавказа существует несколько основных поперечных зон, или сегментов, отличающихся по характеру структуры и истории развития в мезо-кайнозое и, отчасти, в палеозое. Таковы наиболее приподнятый сегмент Центрального Кавказа (главное Транскавказское поперечное поднятие), менее приподнятый сегмент Восточного Кавказа, более опущенные сегменты Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа и, наконец, наиболее опущенные Таманский и Апшеронский поперечные сегменты. Длительная устойчивость этих поперечных элементов, резкость их взаимопереходов, выявленная на многих участках, связь их границ с крупными поперечными разрывами, а также продолжение к северу некоторых из поперечных элементов в пределы смежной платформы (Н. С. Шатский и др.) позволяет предполагать, что границы их контролируются зонами поперечных разломов (швов, линеаментов) очень большой глубины, протяжения и древности заложения.

Наряду с основными транскавказскими поперечными разрывами существуют также глубокие поперечные разрывы, отделяющие неравно-

мерно приподнятые (или опущенные) блоки и обусловливающие ступенчатую в поперечном сечении структуру фундамента Большого Кавказа, Куринской впадины и других основных продольных тектонических зон Кавказской складчатой страны. Особенно отчетливо ступенчатая структура проявляется в характере погружения Большого Кавказа в сторону Каспийского моря и Керченского пролива. Она сказывается, в частности, и в поведении поверхностей выравнивания и морских террас.

Волновая природа глубинных движений

Глыбовая структура земной коры на Кавказе не исключает волновой природы глубинных движений в этой геосинклинальной области, а лишь определяет форму и характер их проявления. Волновые движения, формирующие крупнейшие поднятия и прогибы геосинклинали Б. и М. Кавказа, Закавказский срединный массив и т. д., имеют, по-видимому, более глубинное происхождение, чем большинство глыб и глубинных разломов (за исключением самых крупных и глубоко проникающих среди них), и отдельные крупные «волны» коры могут объединять по нескольку глыб. В дальнейшем глыбовая структура коры сказывается в усложнении этих «волн» вторичными, более мелкими тектоническими формами (наложенные прогибы и остаточные поднятия, новообразованные поднятия, дочерние прогибы и т. д.), которые отвечают уже отдельным глыбам или узким и сложно построенным шовным зонам между ними, обнаруживающим нередко весьма контрастный характер движений по сравнению с прилегающими блоками.

Стадии тектонического цикла и их особенности в различных зонах

Развитие геосинклинальных прогибов Кавказа во времени подчиняется ряду общих закономерностей, выражающихся, с одной стороны, в определенных изменениях их форм и смещении на площади в течение одного и нескольких тектонических этапов (циклов), с другой — в сопровождающей эти процессы последовательной смене формаций горных пород, образующих характерные формационные ряды. В течение одного этапа геосинклинального развития (геотектонического цикла) геосинклинальные прогибы проходят несколько стадий — стадии начальных (первичных), вторичных и поздних прогибов. Характерная закономерность их развития заключается в заложении в начале этапа (или наследовании от предыдущего этапа) первичных прогибов в наиболее глубокой осевой части геосинклинали (эвгеосинклинали), с более или менее ярко выраженными проявлениями начального вулканизма. На следующей стадии происходит последовательное расширение геосинклинали за счет примыкающих к ней ранее консолидированных территорий и, таким образом, возникают вторичные прогибы, принадлежащие по характеру формаций и истории развития к нескольким различным типам.

Осевая зона геосинклинали, или первичный прогиб, испытывает складчатость и усложнение структуры с образованием внутренних поднятий, а затем в ряде случаев с превращением в целом в зону поднятия (инверсия). Во вторичных прогибах прогибание продолжается более длительно и складчатость происходит позднее, а в отдельных слу-

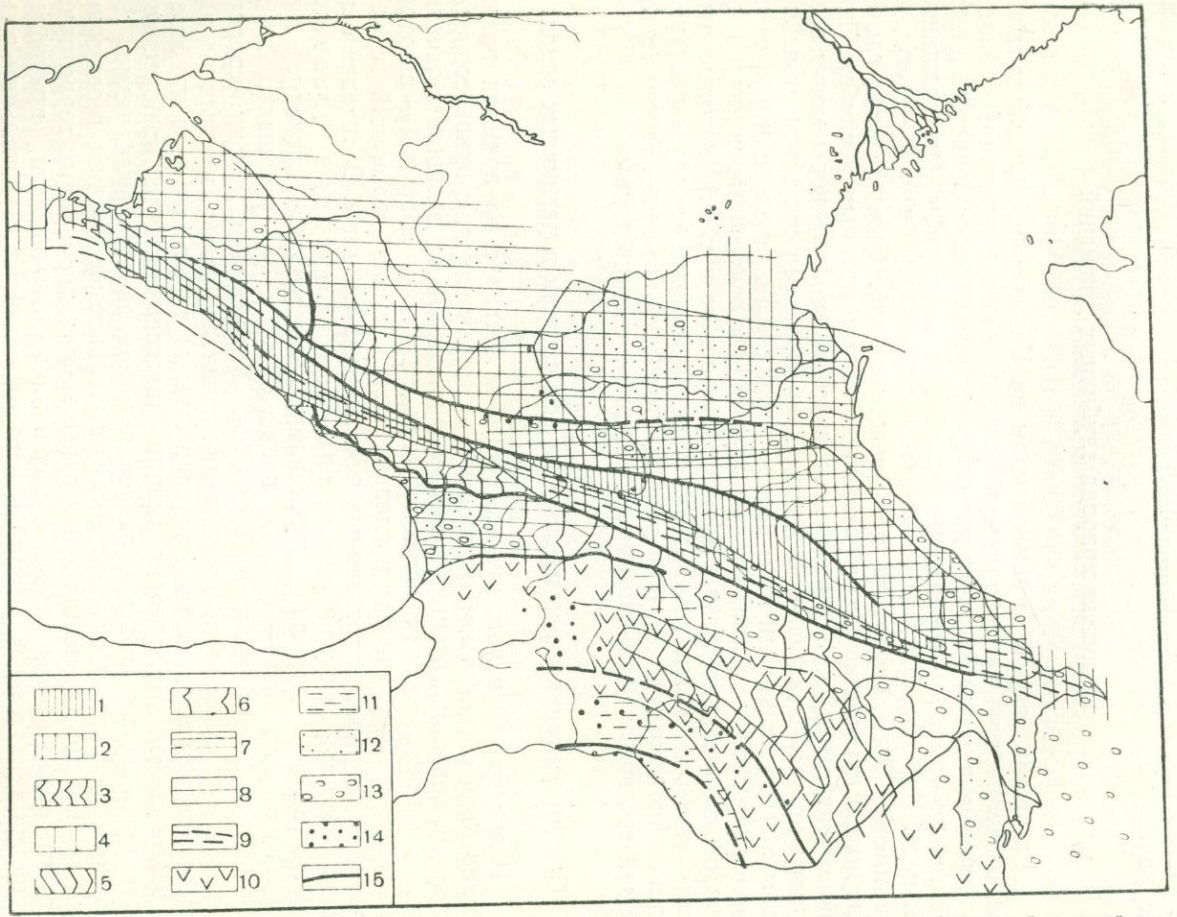


Рис. 79. Схематическая карта развития прогибов и распространения главнейших формаций альпийского этапа Кавказа:

чаях в течение данного цикла вовсе не имеет места. Нередко эти вторичные прогибы в свою очередь испытывают инверсию. В конце тектонического цикла большая часть геосинклинали вовлекается в общее поднятие, и вторичные прогибы, вновь центробежно смещаясь, превращаются в передовые (краевые) и межгорные прогибы, развивающиеся по периферии бывшей геосинклинали. Внутри же последней могут сохраняться остаточные и возникать наложенные внутригорные прогибы, также аккумулирующие молассовую формацию. Наконец, и в передовых, и в межгорных прогибах могут возникать инверсионные поднятия (Терское и Сунженское в Терском прогибе, Ширакско-Аджинаурское в Куринском), приводящие к их расчленению на отдельные впадины (рис. 79).

Описанный выше тип развития испытывает существенные видоизменения в пределах разных продольных зон геосинклинальной области (внешних и внутренних геосинклиналей). В более или менее полном виде, по крайней мере в течение альпийского этапа, он проявляется лишь в некоторых поперечных сегментах, в частности, в пределах Восточного Кавказа. В более опущенных сегментах Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа общая инверсия запаздывает и проявляется слабо, миграция прогибов на площади невелика, а в пределах наиболее опущенных сегментов — зон устойчивого поперечного (периклинального) погружения (Таманской и Апшеронской) — ни смещения прогибов, ни превращения их зоны поднятия по существу почти не происходит.

Для наиболее приподнятой поперечной зоны Центрального Кавказа также характерно устойчивое сохранение плана расположения поднятий и прогибов в течение геотектонического этапа. Инверсия не имеет места. Вторичные прогибы наследуют здесь план расположения первичных прогибов, но проходят укороченный путь развития. Поздние (краевые и межгорные) прогибы выражены еще слабее или вовсе не возникают. Разрез отличается неполнотой. Формации носят «вырожденный характер», а формационный ряд в целом недоразвит.

I. Первичные прогибы: 1 — осевая зона геосинклинали Большого Кавказа; преимущественно аспидные формации ($P—J_2$); 2 — Северная краевая зона геосинклинали Большого Кавказа; песчано-сланцевая формация (J_{1+2}); 3 — Южная краевая зона геосинклинали Большого Кавказа; песчано-сланцевая формация ($J_1 + J_2^{aal}$) и порфиритовая формация (J_2^{bj}); 4 — субплатформенный Предкавказский прогиб; песчано-сланцевая формация (J_{1+2}); 5 — Сомхето-Кафанская геосинклиналь, порфиритово-кератофировая формация (J_{2+3}); 6 — Закавказский срединный массив, порфиритовая формация (J_2bj).

II. Вторичные прогибы: 7 — миогеосинклинальные прогибы Большого Кавказа; карбонатные формации ($J_3—Pg_2$); 8 — субплатформенные прогибы Северного Кавказа; карбонатные формации ($J_3—Pg_2$); 9 — флишевая формация ($J_3—Pg_2$); 10 — эвгеосинклинальные прогибы Малого Кавказа; преимущественно вулканогенные формации ($Cr_2—Pg_2$, местами и Pg_3); 11 — миогеосинклинальные прогибы Малого Кавказа; преимущественно карбонатные формации (Cr_2) и флишевые (Pg_2, местами и Pg_3).

III. Позднеальпийские прогибы: 12 — остаточные, геосинклинальные, передовые и межгорные прогибы, нижняя молассовая формация ($Pg_3 + N_1$); 13 — передовые и межгорные прогибы; верхняя молассовая формация ($N_2 + Q$); 14 — наземная вулканогенная формация ($N_2 + Q$); 15 — крупнейшие тектонические швы (глубинные разломы)

Закономерности развития прогибов в герцинском и альпийском этапах. Формационные ряды

В ходе развития Кавказской геосинклинальной области от герцинского этапа к альпийскому происходит общее смещение геосинклинальных прогибов и границы геосинклинальной области к югу. Так, если в палеозое осевая часть геосинклинали Большого Кавказа со свойственным ей мощным вулканизмом проходила в пределах Северного Кавказа (Северокавказская эвгеосинклиналь), то в альпийском этапе роль осевой полосы переходит к зоне эвгеосинклинали южного склона. Соответственно северная граница геосинклинальной области с платформенной в альпийском этапе также значительно отступает к югу — с рубежа Ейского п-ова и Астрахани в Тырныаузскую шовную зону. Пояс вулканической активности смещается на юг в еще большей степени. В альпийской геосинклинали Большого Кавказа, даже в осевой ее части, вулканизм имел ограниченный характер, но исключительно мощно проявлялся в Закавказской срединной зоне (байос) и особенно в пределах Малого Кавказа, где в юре в теле срединного массива возникает наложенная (целиком или частично?) на консолидированное основание Сомхето-Кафанская геосинклиналь. Существовавший на юге Малого Кавказа в герцинском этапе широкий Приараксинский прогиб миогеосинклинального характера, хотя и наследуется раннеальпийским прогибом, но уже в верхней юре полностью отмирает.

Постараемся конкретизировать отмеченные выше закономерности развития прогибов Кавказа на примерах их герцинской и альпийской истории.

Герцинский этап. В течение герцинского этапа на Кавказе выделяются три главных элемента: а) геосинклиналь Большого Кавказа и Предкавказья, б) Закавказский срединный массив и в) Приараксинская миогеосинклиналь (рис. 80).

В геосинклинали Большого Кавказа осевое положение занимал Северокавказский прогиб эвгеосинклинального типа, располагавшийся в пределах Тырныаузской и южной части Лабино-Малкинской зоны. В нем, особенно близ его южного борта (Тырныаузский шов), имели место мощные, неоднократные проявления магматизма в эффузивной и интрузивной формах. Ранняя стадия мощного прогибания (силур — начало позднего девона) выразилась в накоплении трансгрессивно залегающей песчано-сланцевой формации силура и вулканогенной (диабазо-кератофировой) — девона. К концу этой стадии относятся первые проявления интрузивного магматизма и восходящие движения в зонах зарождающихся геоантиклинальных поднятий. В конце девона — раннем карбоне наступила новая фаза погружения и эффузивного вулканизма (песчано-сланцево-известняковая, с мощными конгломератами, в основании, формация фаменского яруса; вулканогенная — спилито-кератофировая и флишоидная формации нижнего карбона). Эту стадию можно рассматривать, как стадию развития вторичного прогиба.

Перед средним карбоном происходят более мощные поднятия и складчатость, и в дальнейшем, в течение позднегеосинклинальной стадии (C_2—P) в пределах осевой зоны геосинклинали формируется несколько глубоких внутригорных впадин (наложенных и приразломных), заполняющихся мощными грубообломочными молассами с участием кислых лав и пирокластолитов.

С позднего (или со среднего?) девона по обе стороны от Северо-

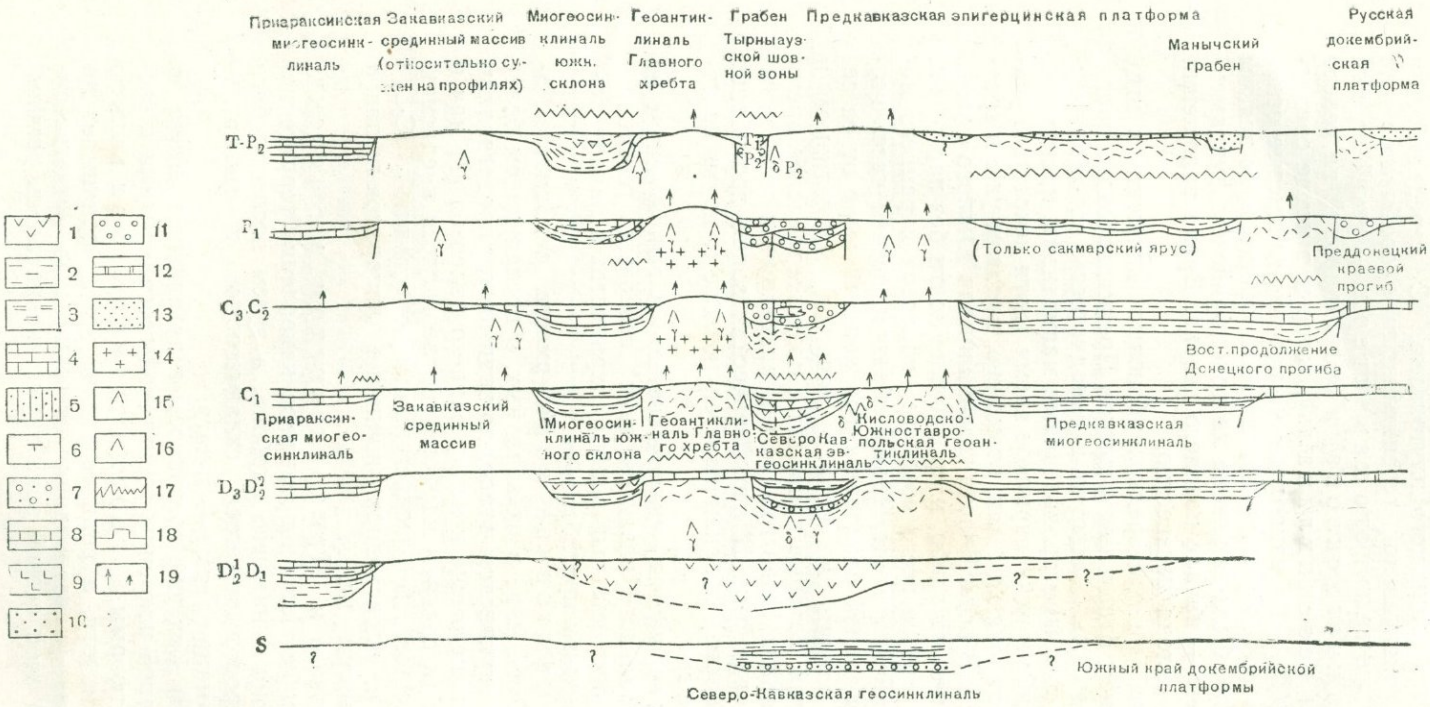


Рис. 80. Схематические палеотектонические профили Кавказа для герцинского этапа. Профили проведены в юго-юго-восточном направлении через центральные части Большого и Малого Кавказа:

1 — подводно-вулканогенные эвгеосинклинальные формации ранних и средних стадий тектонического этапа (спилито-кератофировые, профиритовые и пр.); 2 — песчано-сланцевые (аспидные) геосинклинальные формации; 3 — флишевые и флишоидные геосинклинальные формации; 4 — преимущественно карбонатные миогеосинклинальные формации; 5 — терригенно-карбонатные и терригенные геосинклинальные формации средних стадий тектонического этапа; 6 — диабазовые эффузии и субвулканические тела в песчано-сланцевой и др. формациях; 7 — базальные грубообломочные геосинклинальные толщи; 8 — известняковые, в том числе рифовые формации геоантиклиналей и тектонических уступов; 9 — наземно-вулканогенные (порфировые) формации поздних стадий тектонического этапа; 10 — раннемолассовые формации; 11 — позднемолассовые формации (в герцинском этапе — нерасчлененные молассовые формации); 12 — карбонатные платформенные и субплатформенные формации; 13 — терригенные и терригенно-карбонатные платформенные и субплатформенные формации; 14 — процессы гранитизации; 15 — кислые интрузии; 16 — основные и ультраосновные интрузии; 17 — складчатость; 18 — глыбовые движения; 19 — общее поднятие разной интенсивности

кавказского эвгеосинклинального трога фиксируются постепенно растущие геоантиклинали Главного хребта на юге и Кисловодско-Южноставропольская на севере (последняя, может быть, состояла из нескольких поднятий). В позднем палеозое они явились ареной интенсивного гранитного плутонизма. С середины или конца девона от Северокавказской геосинклинали обособляется два прогиба миогеосинклинального характера — узкий на юге (геосинклиналь южного склона) и очень широкий на севере (Предкавказская геосинклиналь), которые в конце среднего и позднем палеозое ($Д_3$ — Р) накапливали песчано-глинистые отложения умеренных мощностей. Предкавказская геосинклиналь, во всяком случае ее северное крыло, была заложена на докембрийском фундаменте лишь в конце среднего — начале позднего девона. Время заложения геосинклинали южного склона неизвестно.

Ни позднедевонские, ни предсреднекарбоновые движения в этих прогибах (за исключением отдельных участков Предкавказского прогиба), вероятно, не проявились. Поднятия и складчатость, сопровождавшиеся умеренными или слабыми проявлениями магматизма, происходят в Предкавказском прогибе в раннепермское время (хотя некоторые участки Центрального Предкавказья были, возможно, подняты уже в среднем и позднем карбоне?). В осевой части геосинклинали Южного склона эти явления сказались весьма слабо, и прогибание почти без перерывов продолжалось здесь в течение всего позднего палеозоя и раннего мезозоя, т. е. уже в альпийском этапе. Таким образом, осевая часть геосинклинали Большого Кавказа отличается (по крайней мере от ее северного крыла) более ранним заложением, мощным магматизмом и ранним началом поднятий, которые приводят в позднегерцинское время к возникновению нескольких геоантиклиналей, разделенных межгорными (внутригорными) впадинами. В периферических зонах прогибание начинается (в северной зоне) и заканчивается позднее и почти не сопровождается магматизмом.

Герцинский этап завершается складчатостью и выключением из дальнейшего геосинклинального развития двух северных геосинклинальных прогибов; геосинклинальный режим сохраняется к началу альпийского этапа лишь в южном прогибе.

Закавказская межгорная зона вместе с Сомхето-Кафанской зоной (по крайней мере в их западных, в последующем более приподнятых частях) в герцинском этапе, по-видимому, представляли область поднятия, возникшего еще к концу раннего палеозоя (?) или в девоне и в дальнейшем (в среднем карбоне) подвергшуюся внедрению посторогенных гранитоидов. В позднегерцинскую стадию ($С_{2-3}$) на отдельных участках ее происходили излияния липаритовых лав и опускания небольшой амплитуды.

На юге Малого Кавказа в Приараксинском миогеосинклинальном прогибе шло непрерывное накопление терригенно-карбонатных толщ девона — нижнего карбона, а затем после слабого поднятия, почти не сопровождавшегося складчатостью и магматизмом,— карбонатной формации перми — триаса.

Альпийский этап. а) Как уже говорилось, в альпийском этапе в связи с переходом северной половины герцинской геосинклинали в состояние молодой платформы, геосинклиналь Большого Кавказа смещается к югу, а роль ее осевой зоны принимает на себя зона южного склона, унаследованная от герцинского миогеосинклинального прогиба. В этой осевой зоне опускание началось раньше,

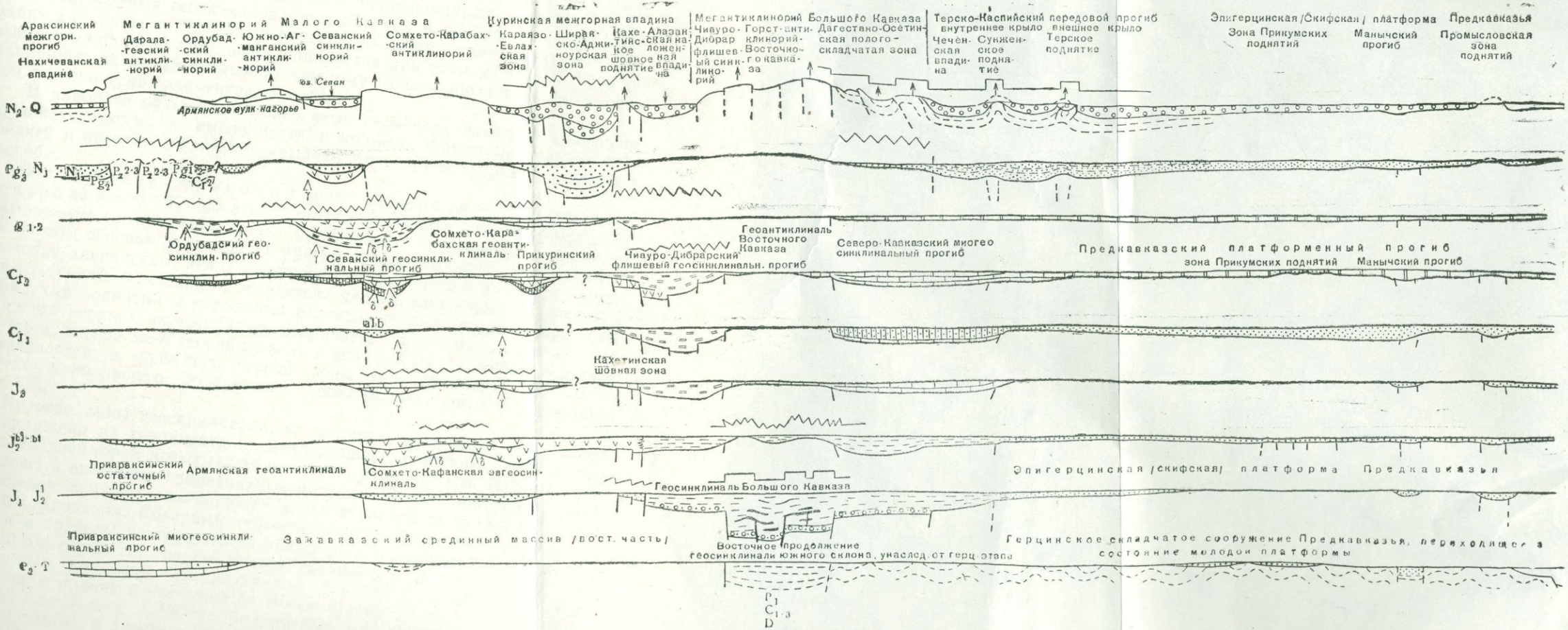


Рис. 81. Схематические палеотектонические профили восточной части Кавказа для альпийского этапа

Зак. 287 302—303

чем в краевых зонах (еще в P—T), и было наиболее длительным (P — J_2, а на ряде участков и J_3 — Cr_2) и глубоким и только в ней довольно мощно проявился на ранних стадиях альпийского этапа диабазовый вулканизм, связанный с общим растяжением геосинклинали. Однако в целом в геосинклинали Большого Кавказа магматизм альпийского этапа был резко ослаблен по сравнению с герцинским и значительно уступал альпийскому магматизму Малого Кавказа.

В альпийской геосинклинали Большого Кавказа выделяются три типа развития, свойственные разным поперечным секторам — наиболее приподнятым, наиболее опущенным и занимающим промежуточное положение между ними. В последних наиболее отчетливо проявляется возникновение в осевой зоне геосинклинали центрального поднятия (инверсия) и связанное с ним распадение первоначально единого прогиба на два вторичных геосинклинальных прогиба и их центробежная миграция в стороны платформы и срединного массива; первоначально единый формационный ряд дифференцируется при этом на несколько формационных рядов, свойственных каждому из новообразованных вторичных тектонических элементов (рис. 81).

В наиболее опущенных поперечных сегментах инверсия в течение альпийского этапа не имела места, и мощные формации ранней (?), средней и поздней стадий перекрывают друг друга в пределах единого прогиба.

В наиболее приподнятом поперечном сегменте Центрального Кавказа, где альпийская геосинклиналь, за исключением своей осевой зоны, развивалась на консолидированном герцинском основании, смещение прогибов и новообразование поднятий в течение альпийского этапа выражены слабо, но уже не за счет мощных опусканий, а, наоборот, вследствие наследования или возрождения герцинских поднятий и неполноты развития формационного ряда, особенно его верхних членов. Здесь вторичный флишевый прогиб не смещается из осевой зоны геосинклинали к югу, как на Восточном Кавказе, а развивается в пределах осевой зоны геосинклинали, причем на участке наибольшего поперечного воздымания он вырождается (рис. 82).

Краевые зоны геосинклинали, из которых по крайней мере северная наложена на герцинскую геоантиклиналь Главного хребта, уже перед поздней юрой испытывают поднятия, складчатость (южная краевая зона) и внедрение гранитоидных интрузий. Таким образом, в целом альпийская структура оказывается почти обратной по сравнению с Восточным Кавказом. Северный (известняковый) вторичный прогиб смещается в пределы эпигерцинской платформы и приобретает платформенный характер. На поздней стадии развития, в отличие от Восточного Кавказа, вся зона геосинклинали без исключения испытывает поднятие; в поднятие втягиваются также прилегающие участки эпигерцинской платформы (Лабино-Малкинская зона, Ставрополье) и Грузинской глыбы, в которых, как и в бывшей геосинклинали, проявляется позднеальпийский вулканизм. Передовые и межгорные впадины формируются лишь на отдельных участках и обладают неполным разрезом (выпадение нижней или верхней молассы).

б) Закавказская межгорная зона в течение альпийского этапа в целом играла роль срединного массива, который на протяжении ранней и средней стадий обнаруживал слабое абсолютное поднятие или незначительное по сравнению с геосинклиналями Малого и Большого Кавказа погружение.

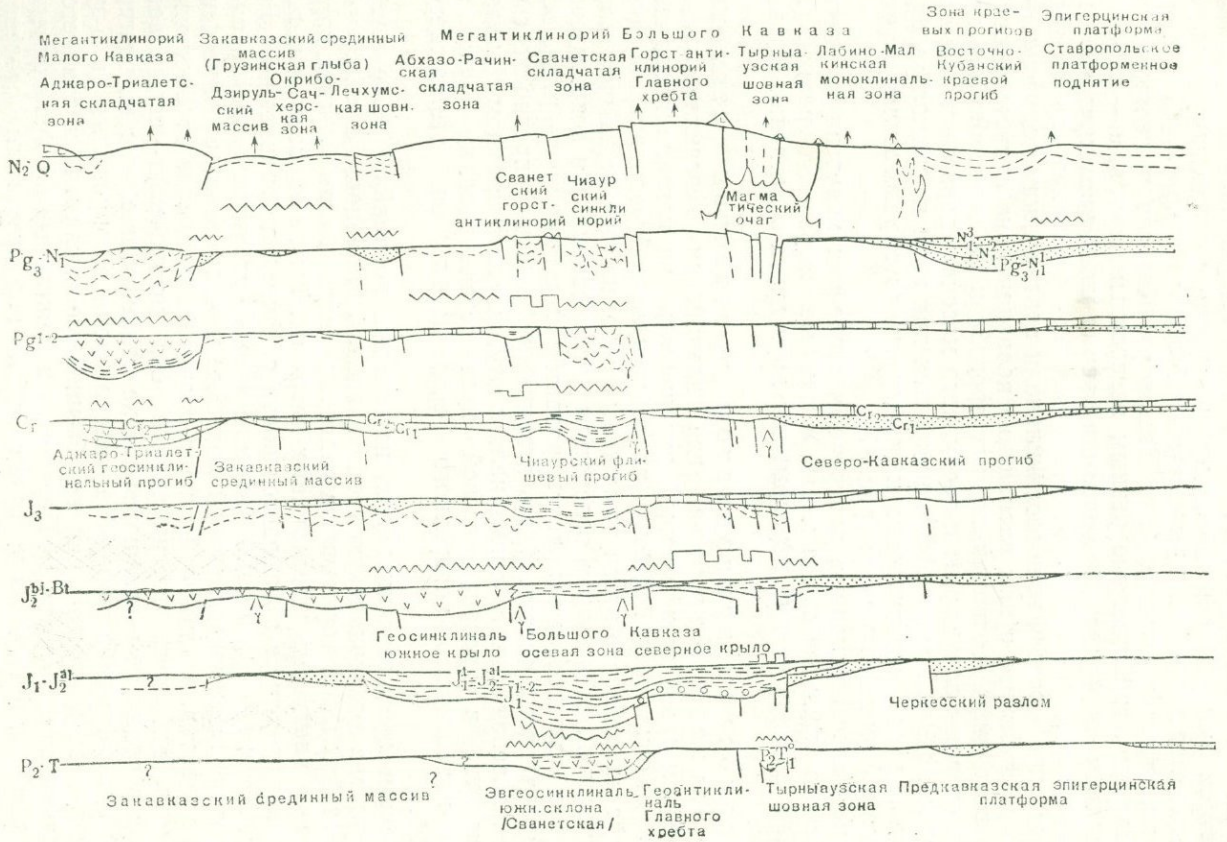


Рис. 82. Схематические палеотектонические профили центральной части Кавказа для альпийского этапа. Усл. обозначения см. рис. 80

Характерной чертой развития этой зоны является мощная вспышка вулканизма в байосе (порфиритовая формация) и сопровождавшее ее опускание, а также предверхнеюрские гранитоидные интрузии. Наиболее мощные извержения и погружения происходили в краевых частях зоны — на севере, где они захватили южное крыло геосинклинали Большого Кавказа, и на юге, где в ходе этих процессов на теле срединного массива была заложена Сомхето-Кафанская геосинклиналь.

Остальные формации ранней и средней стадий альпийского этапа носят субплатформенный характер, в разрезе наблюдаются крупные перерывы.

На поздней стадии — с олигоцена в связи с началом поднятий Б. и М. Кавказа на территории Закавказской зоны происходят глубокие опускания (нижняя и верхняя молассовые формации), которые первоначально захватывают участки, прилегающие к складчатым сооружениям, а в плиоцене распространяются на более отдаленные от них участки срединного массива (Нижне-Куринская впадина, центральная часть Рионской впадины).

в) Главная часть Малого Кавказа располагается в пределах восточного поперечного сегмента Кавказа. Для геосинклинали Малого Кавказа, как и для восточной части Большого Кавказа, характерно развитие с возникновением центрального поднятия (инверсией) и последовательной миграцией прогибов в стороны. Однако тектоническое положение, история геосинклинали Малого Кавказа и ее формационный ряд во многом отличны от таковых Большого Кавказа.

Если осевая часть альпийской геосинклинали Большого Кавказа унаследована от герцинского этапа и опускания в ней имели место уже в перми и триасе, то заложение родоначальной альпийской геосинклинали Малого Кавказа — Сомхето-Кафанской (или во всяком случае ее северо-западной части) — произошло лишь в юре, причем субстратом ей служила южная часть Закавказского срединного массива. Характернейшая особенность альпийской истории Малого Кавказа — исключительно мощные проявления эффузивного и интрузивного магматизма начиная от доггера и до современной эпохи.

Некоторые закономерности истории магматизма

Анализ истории Кавказа позволяет выявить некоторые характерные черты развития магматической деятельности в герцинском и альпийском тектонических этапах. В течение обоих этапов главные пояса наиболее интенсивных магматических проявлений проходили во внутренней части геосинклинальной области (в пределах эвгеосинклинали) и были отделены от прилегающей с севера платформенной области широкой полосой, где проявления магматизма были слабыми или отсутствовали.

В герцинском этапе таким поясом являлась Северокавказская эвгеосинклиналь, тяготевшая к Тырныаузскому шву и отделенная от докембрийской Русской платформы широкой миогеосинклиналью Предкавказья и Кисловодско-Южноставропольским поднятием. В альпийском этапе роль главного магматического пояса перешла к эвгеосинклинали Малого Кавказа, т. е. Сомхето-Кафанской новообразованной (юрской) геосинклинали с примыкающими к ней вторичными (мел-палеогеновыми) прогибами.

Таким образом, главный магматический пояс в альпийском этапе сместился к югу на несколько сот километров и наложился на южную

часть Закавказского срединного массива. Это смещение магматического пояса, параллельное с отмиранием геосинклинального режима в широкой полосе Предкавказья и Русской платформы, отражает общий процесс смещения к югу геосинклинальной области Тетиса, характерный для альпийского этапа ее истории.

Наряду с упомянутым главным магматическим поясом на этом этапе в осевой части альпийской геосинклинали Большого Кавказа существовал другой пояс с гораздо более слабым проявлением магматической активности. Он также сместился к югу (более чем на 50 *км*) по сравнению с герцинским магматическим поясом Большого Кавказа.

Последовательность магматических явлений в герцинском и альпийском этапах развития Кавказа обладает общими повторяющимися чертами, однако в альпийском этапе развитие магматизма отличается, по-видимому, большей сложностью, выразившейся, в частности, в более отчетливом проявлении средней стадии (стадии вторичных прогибов).

В **герцинском этапе** на его ранней стадии преобладающего прогибания ($D—C_1$) в Северокавказской геосинклинали шло формирование эффузивных формаций, близких к спилито-кератофировой, чередовавшееся с внедрением дифференцированных интрузий известково-натриевого ряда — от ультрабазитов до плагиогранитов (уруштенский комплекс). На поздней стадии ($C_2 — P$), характеризующейся отмиранием геосинклинальных прогибов и ростом смежных геоантиклиналей, последние явились зонами формирования нескольких генераций существенно калиевых гранитоидов — метасоматических в ныне глубоко денудированных структурах геоантиклинали Главного хребта и интрузивных в Кисловодско-Южноставропольской геоантиклинали. Этот процесс захватил в позднегерцинское время также зону Закавказского срединного массива. На ряде его участков, а также в эвгеосинклинали Большого Кавказа в $C_2 — P_1$ происходили наземные излияния кислых лав (порфировая формация). Таким образом, на поздних стадиях герцинского этапа существенно изменяются типы магматических формаций, а ареал магматических проявлений и рудообразования, узкий в начале этапа, значительно расширяется как к северу, так и особенно к югу.

В **альпийском этапе** в каждом из двух магматических поясов Кавказа — главном (внутреннем) и второстепенном (внешнем) — выделяются три главные эпохи их развития (ранняя, средняя и поздняя), отвечающие соответственно стадиям развития первичных, вторичных прогибов и горных сооружений Б. и М. Кавказа; однако во времени смена магматических эпох несколько отстает от смены стадий тектонического развития.

Раннеальпийская магматическая эпоха. Лейас (триас) — ранний мел. Внешний (северный) альпийский магматический пояс несомненно унаследован от герцинского магматического пояса Большого Кавказа, хотя и несколько смещен к югу. Его развитие начинается на Центральном и Восточном Кавказе подводными извержениями и гипабиссальными внедрениями преимущественно основной магмы (элементы спилито-кератофировой формации) в осевой зоне геосинклинали Большого Кавказа (диабазы и их туфы нижнего-среднего лейаса, а в Сванетии — триаса) и продуктов андезито-дацитовой магмы на ее северном крыле (Кубань — Северная Осетия). В аалене эффузивный вулканизм охватил Северо-Западный Кавказ.

Следующая фаза эффузивной деятельности — байосская,— проявившаяся в подводных излияниях андезито-базальтовой магмы (порфиритовая формация) на южном крыле геосинклинали Большого Кавказа

и небольших извержениях более кислых продуктов на некоторых участках северного крыла (Восточная Балкария), явилась отзвуком более мощных извержений в южном внутреннем вулканическом поясе. Ранняя магматическая эпоха завершается внедрением предверхнеюрских (и верхнеюрских) гранитоидных интрузий на Центральном Кавказе одновременно с интенсивными складкообразовательными движениями в осевой зоне и на южном крыле геосинклинали Большого Кавказа.

Заложение внутреннего (южного) магматического пояса происходит лишь в байосе. Оно было отмечено грандиозными, но кратковременными подводными извержениями андезито-базальтовой магмы (порфиритовая формация), охватившими почти всю территорию Закавказского срединного массива и южное крыло геосинклинали Большого Кавказа. К концу байоса в южной части этой огромной вулканической зоны обособляется наиболее активная полоса — Сомхето-Кафанская геосинклиналь, где извержения отличались наибольшей интенсивностью, присутствием кислых разностей в составе продуктов (порфирито-кератофировая формация) и длительностью: они продолжались в бате, мальме, а местами затянулись до начала мела. На участках, последовательно выключавшихся из геосинклинального прогибания, временами изливались кислые лавы, и в течение нескольких фаз — с байоса до конца нижнего мела — внедрялись многочисленные тела гранитоидов известково-натриевого ряда. Таким образом, раннеальпийская магматическая эпоха начинается и заканчивается в южном поясе позднее, чем в северном.

Среднеальпийская магматическая эпоха (поздний мел — палеоген) во внешнем поясе отмечена единственной вспышкой вулканической деятельности (преимущественно основные лавы и пирокластолиты) на южных крыльях вторичных флишевых прогибов — в сеномане — и внедрением мелких интрузий: основных (по-видимому, также в сеномане) и кислых (в течение позднего мела и палеогена). Во внутреннем поясе мощная магматическая деятельность была связана с разломами, ограничивающими вторичными геосинклинальные прогибы, закладывавшиеся в середине мела по периферии Сомхето-Карабахской зоны поднятий. В позднемеловое время в этих прогибах происходили извержения преимущественно основных эффузивов (спилито-кератофировая формация), а в остаточных прогибах самой Сомхето-Карабахской зоны — местами излияния кислых, дацитовых лав (Болнисский прогиб). В эоцене извергаются в огромном объеме лавы и пирокластолиты в основном среднего, а позднее также кислого и щелочного состава. В некоторых прогибах извержения продолжаются и в олигоцене. Периоды извержений разделяются фазами внедрения интрузий — ультраосновных и основных с позднего мела до среднего эоцена и преимущественно кислых, отчасти щелочных — с конца среднего эоцена до олигоцена — в периоды интенсивного складкообразования и поднятий на Малом Кавказе.

Таким образом, в обоих поясах эта магматическая эпоха началась приблизительно одновременно, но значительно дольше продолжалась в южном Малокавказском поясе. Общая последовательность магматического процесса в среднеальпийскую эпоху как бы повторяет таковую раннеальпийской эпохи, но магматические продукты средней эпохи несколько отличаются по своему химизму (большой кислотностью и щелочностью), а также по связанной с ними металлогении.

Позднеальпийская магматическая эпоха (неоген — антропоген), отвечающая стадии формирования горных сооружений Б. и М. Кавказа,

выражена наземными извержениями и экструзиями различного состава (так называемая порфировая формация), особенно мощными и длительными, почти непрерывными во внутреннем поясе и более слабыми и кратковременными во внешнем. В обоих поясах отмечается общая тенденция к постепенной смене во времени относительно кислых продуктов извержений менее дифференцированными, более основными продуктами.

Внешний пояс, особенно северный склон Большого Кавказа, отличается более кислым составом эффузий и значительной ролью эксплозивной деятельности, что на Малом Кавказе свойственно лишь району Арагаца. По-видимому, сходство характера молодого вулканизма этих районов объясняется их приуроченностью к зоне поперечного Транскавказского поднятия. В остальной, более восточной части Малого Кавказа с верхнего плиоцена происходят относительно спокойные извержения преимущественно основных лав.

Таким образом, на протяжении альпийского этапа оба вулканических пояса Кавказа проходили общие стадии развития, но существовали обособленно друг от друга, за исключением фазы максимального пароксизма вулканической деятельности в байосе, охватившей почти все зоны Кавказа и послужившей началом магматической истории внутреннего пояса. В последнем с этого времени магматические процессы были почти непрерывными и последовательно охватили почти всю территорию Малого Кавказа, тогда как во внешнем поясе они отличались эпизодичностью проявления во времени и локальностью в пространстве. После среднеюрской магматической фазы, всеобщей для Кавказа, резко обособляется по химизму извержений стабильная (платформенная) область Грузинской глыбы, в относительно приподнятых районах которой эпизодически (кимеридж, альб — сантон, миоплиоцен) происходили незначительные извержения трахибазальтовой магмы.

В начале ранне- и среднеальпийской магматических эпох вулканические процессы, сопровождавшие заложение первичных и вторичных геосинклинальных прогибов, протекали в обстановке растяжения и раскрытия глубинных разломов преимущественно продольного направления, являвшихся подводящими каналами для малодифференцированной базальтовой магмы.

В конце этих эпох, когда имели место складчатость и формирование гранитоидных и отчасти щелочных интрузий (в конце среднеальпийской эпохи), в пределах геосинклиналей Б. и М. Кавказа господствовала обстановка сжатия. Интрузивные массы при своем подъеме использовали ослабленные участки пересечения разломов различных направлений.

В течение позднеальпийской магматической эпохи, когда происходили сводово-глыбовые поднятия Б. и М. Кавказа, подводящими путями для магмы служили продольные и главным образом поперечные разломы большой глубины заложения, разделявшие дифференциально выдвигавшиеся блоки земной коры. Степень и глубина раскрытия этих разломов на большей части Малого Кавказа постепенно возрастала, с чем связаны имевшие здесь место в верхнем плиоцене и антропогене относительно спокойные излияния основных лав. Более затруднен был подъем магмы в зоне поперечного Транскавказского перегиба, где на небольших глубинах возникали периферические (промежуточные) магматические очаги; в них далеко заходили процессы дифференциации, и формировалась кислая, богатая летучими компонентами магма, периодически дававшая взрывные извержения (Эльбрусская область, Арагац и др.).

В подавляющем большинстве случаев проявления эффузивного и интрузивного магматизма были в пространстве и во времени тесно связаны друг с другом и питались, очевидно, из одних и тех же очагов. При этом плутонические массы возникали в заключительную стадию магматического цикла, когда проницаемость коры резко уменьшалась вследствие накопления продуктов извержений и смены растяжения сжатием. Во внешнем альпийском магматическом поясе на Большом Кавказе имеются наряду с этим мелкие гранитоидные интрузии позднемелового — палеогенового возраста, не связанные ни с какими эффузивными проявлениями. В подобных случаях приходится думать о местном расплавлении гранитного слоя в условиях резкого преобладания тангенциального сжатия.

Характерна металлогеническая специализация магмы на различных стадиях тектонического этапа и в разных магматических поясах и известная повторяемость этих явлений в герцинском и альпийском этапах. Так, с раннегерцинскими спилито-кератофировыми формациями ($D — C_1$) в эвгеосинклинали Северного Кавказа связана медноколчеданная минерализация, а с позднегерцинскими гранитоидами в геоантиклиналях, прилегающих к ней с севера,— полиметаллическая, а с юга— редкометально-мышьяковая (рис. 85).

С раннеальпийской порфирито-кератофировой формацией Сомхето-Кафанской зоны Малого Кавказа также связаны многочисленные медноколчеданные месторождения, а с гранитоидами конца раннеальпийской стадии — скарновые железные руды. Со сланцево-диабазовыми толщами нижнего — среднего лейаса эвгеосинклинали Большого Кавказа ассоциируются медно-пирротиновая и частично медноколчеданная минерализация.

К эффузивным толщам начала среднеальпийской стадии во вторичных прогибах Малого Кавказа, на их участках, унаследованных от Сомхето-Кафанской первичной геосинклинали, приурочены медноколчеданные месторождения (Cr_2, Pg_2), специфичные для этих участков.

Ультраосновные интрузии начала этой стадии (Cr_2, Pg_2) на Малом Кавказе несут хромитовое оруденение, а соответствующие им (несколько более ранние) основные интрузии Большого Кавказа титаноносны.

С кислыми интрузиями конца среднеальпийской стадии в зонах вторичных геосинклинальных прогибов Малого Кавказа, резко смещенных к юго-западу по сравнению с первичным прогибом, ассоциируются мощное медномолибденовое и частью полиметаллическое оруденение; с кислыми интрузиями в зонах разломов, окаймляющих кристаллическое ядро Большого Кавказа, связано вольфрамо-молибденовое оруденение ($Cr_2 — Pg?$).

Металлогеническая роль позднеальпийской эпохи еще недостаточно выяснена, но с ней связывается в некоторых районах редкометальное оруденение, а также низкотемпературная сурьмяно-мышьяково-ртутная минерализация прибортовых зон флишевых прогибов Большого Кавказа, а также некоторых продольных и поперечных зон Малого Кавказа, в одной из которых (Присеванской) с этими элементами ассоциируется и золото.

Региональная и локальная инверсия знака движений

Имевшая место в жизни отдельных тектонических зон Кавказа инверсия знака вертикальных движений осуществлялась путем изменения направления вертикальных смещений по разрывам тектонических

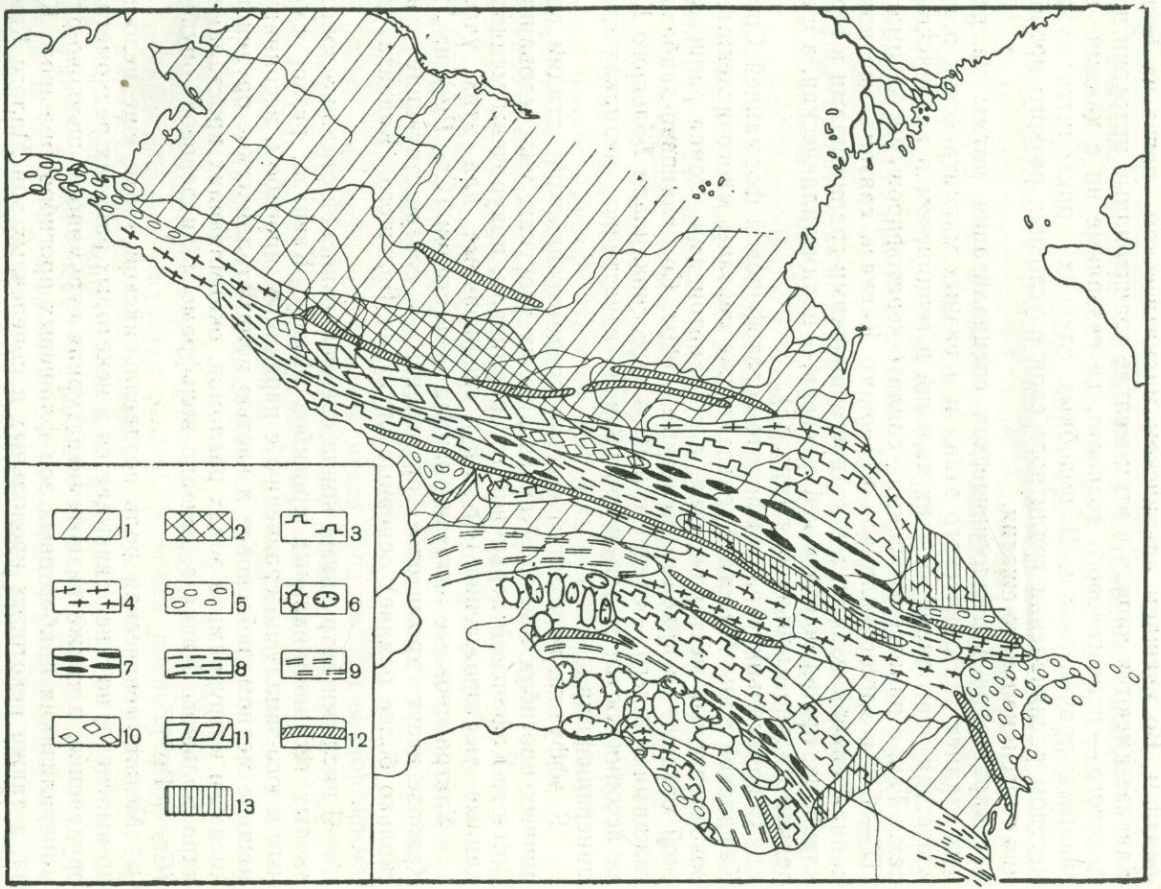

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13

Рис. 83. Схема районирования альпийского осадочного чехла Кавказа по морфогенетическим типам складчатости:

1—прерывистая отраженная складчатость платформенного и близкого к нему типа; 2 — моноклинальная структура, местами с отдельными прерывистыми складками и сбросами.

Промежуточная складчатость: 3—сундучные складки; 4 — линейно-гребневидные складки, иногда с элементами диапиризма; 5 — брахиформные гребневидные складки, нередко с проявлениями диапиризма и грязевого вулканизма; 6 — крупные пологие брахискладки (своды и чаши) позднекайнозойского чехла.

Типично геосинклинальная складчатость: 7— интенсивно сжатые (до изоклинальных) крутые линейные складки, с интенсивным кливажом; 8 — изоклинально-чешуйчатые опрокинутые складки с гравитационными усложнениями, с интенсивным кливажом; 9—умеренно сжатые, прямые, косые, реже слабо запрокинутые линейные складки; 10 — глыбовые складки с выходами палеозойского фундамента в ядрах, с соразмерным развитием горст-антиклиналей и грабен-синклиналей; 11 — то же, с широкими горст-антиклиналями и узкими грабен-синклиналями; 12 — узкие надразломные складки шовных зон; 13 — слабо дислоцированный позднекайнозойский чехол, под которым показана складчатая структура более древних отложений

зон и отдельных блоков — глыб. При этом различаются два вида инверсий: 1) региональная («глыбовая») инверсия — новообразование относительно крупных прогибов (геосинклиналей, например Сомхето-Кафанской) и поднятий (геоантиклиналей, например Главного хребта Восточного Кавказа) между двумя разломами и 2) локальная («межглыбовая») инверсия — возникновение значительно более узких приразломных депрессий (прогибов и грабенов) и приразломных поднятий (кордильер, шовных антиклинориев) вдоль сложно построенных зон тектонических швов. Региональная инверсия в эвгеосинклинальных зонах сопровождалась гранитообразованием и была, очевидно, связана с накоплением легкого гранитного материала в широкой межразломной зоне. Этот процесс вызывал нарушения в распределении подкоровых масс в прилегающих областях, волнообразно распространяющиеся от эвгеосинклинали в направлении смежных миогеосинклиналей и даже платформ.

Локальная инверсия в шовных зонах в отдельных случаях имела своей причиной изменения в подкоровой области, чаще же являлась следствием дифференциальных движений смежных глыб. Она либо выражалась в выдвигании или опускании узких пластин или клиньев фундамент, либо осуществлялась благодаря нагнетанию высокопластичных глинистых масс, например, нижней и средней юры, нижнего мела и майкопской толщи в зоны пониженного давления над активными разломами фундамента. Более подробно закономерности движений в шовных зонах Кавказа разбираются в работе Е. Е. Милановского (1962).

Складчатость, ее история и происхождение

По степени сложности своей складчатой структуры Кавказ уступает Альпам и Карпатам, но превосходит Копет-Даг, Балканы, Пиренеи, Верхоянскую зону и многие другие мезо-кайнозойские складчатые сооружения. Вместе с тем интенсивность складчатости резко варьирует

в пределах самого Кавказа — от слабо нарушенного залегания слоев, со складками платформенного типа в центральной части Нижнекуринской впадины до изоклинально-чешуйчатой, даже покровной структуры на южном склоне Главного хребта. В общем случае наиболее напряженная складчатость наблюдается в зонах длительного и интенсивного прогибания, но эта зависимость не является абсолютной: на обоих погружениях Большого Кавказа, где мощности мезо-кайнозоя максимальные, складчатость упрощается по сравнению с центральным отрезком Главного хребта и южного склона (рис. 83).

В вопросе о происхождении складчатости отдельных зон Кавказа многое еще остается неясным и существуют различные взгляды. Несомненно одно — в периферических и отчасти центральных зонах Большого Кавказа, в передовых и межгорных прогибах складчатость значительно усложнена явлениями нагнетания пластичных толщ в своды первично простых антиклинальных поднятий. В центральных частях Большого Кавказа роль такой пластичной толщи играет нижняя и средняя юра, ближе к периферии — глинистые свиты нижнего мела, на погружениях, в передовых и межгорных прогибах — отличающаяся исключительно высокой пластичностью майкопская серия. Другой фактор усложнения структуры — гравитационный; он сыграл большую роль в создании изоклинально-чешуйчатой структуры южного склона Большого Кавказа и, в частности, в образовании наблюдающихся здесь тектонических покровов.

Значительно труднее выяснить происхождение основного, сравнительно простого фона складчатости — фона, на который наложились диапировые и гравитационные усложнения (рис. 83). Здесь очевидна связь в расположении складок и разломов фундамента. Значит ли это, что подвижки по разломам фундамента — основная и единственная причина этой «первичной» складчатости? Такова точка зрения В. В. Белоусова, которую, по нашему мнению, нельзя считать бесспорной. Можно думать, что разломы лишь направляют и способствуют, но не определяют полностью образование складчатости, которое обусловливается общим сжатием земной коры в связи с дифференциацией и уплотнением промежуточной оболочки.

Формирование складчатой структуры Кавказа протекало длительно и многофазно (рис. 84). Наиболее интенсивное складкообразование герцинского цикла на Большом Кавказе проявилось перед средним карбоном; складки продолжали развиваться в течение среднего и позднего карбона и перми. Затем отмечаются слабые несогласия в конце среднего — начале позднего триаса и более значительные между триасом и юрой. В собственно альпийском цикле первые достоверные признаки складкообразования фиксируются предбайосским несогласием на Северном Кавказе. К началу мальма возникла уже складчатая структура центральных зон Большого Кавказа и Грузинской глыбы. Несогласия близ границы юры и мела на Северо-Западном и Юго-Восточном Кавказе, на рубеже нижнего и верхнего мела в этой последней области, а также в районе Дзирульского массива и в Сомхето-Кафанской зоне Малого Кавказа отмечают дальнейшее развитие складчатости и охватывают все более обширные территории. На обоих погружениях Большого Кавказа, на крыльях антиклинориев Малого Кавказа наблюдается также несогласие между мелом и палеогеном и местами перед верхним сеноном. В Дагестане устанавливается постепенный рост складок, начиная с мальма. До конца эоцена рост складок шел очень медленным темпом. Конец эоцена был временем значительно более

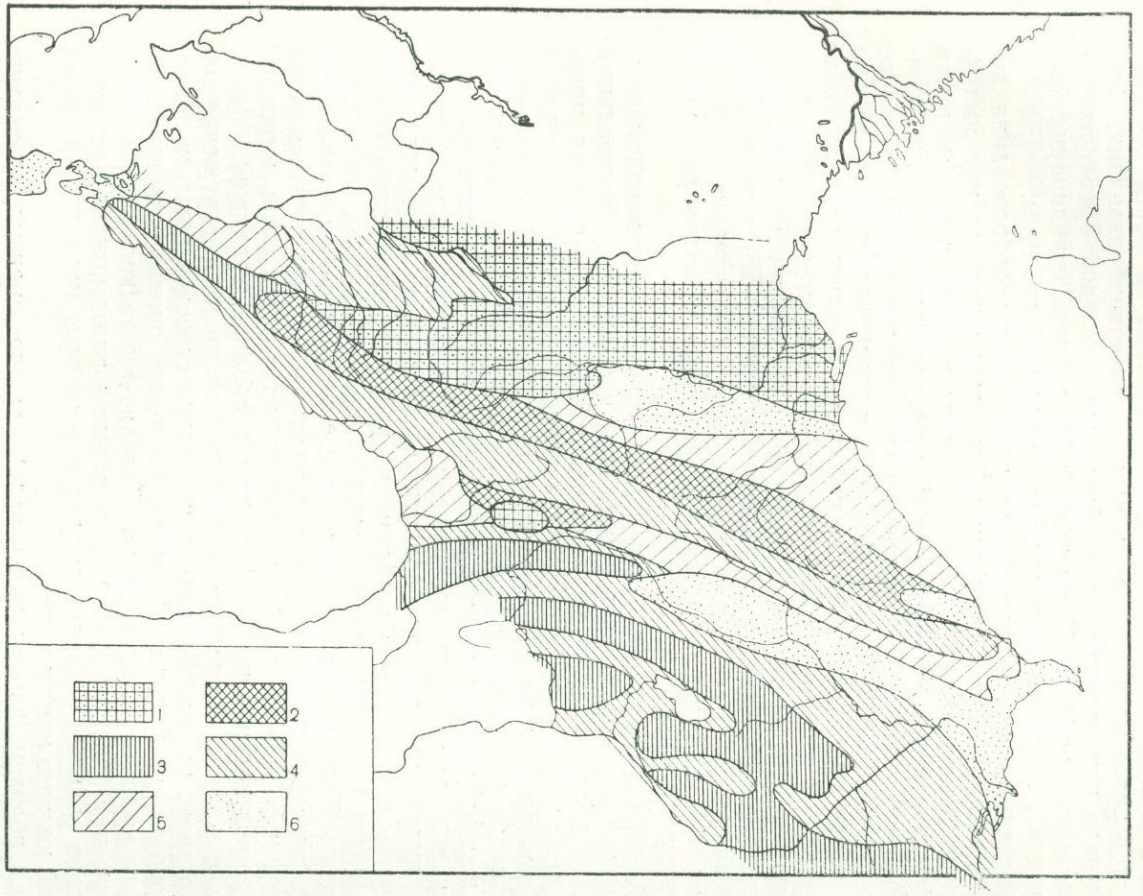


Рис. 84. Схема районирования Кавказа по возрасту последней интенсивной складчатости:
1 — районы, не затронутые интенсивной складчатостью в альпийском цикле; 2 — районы, испытавшие последнюю интенсивную складчатость перед келловеем; 3 — то же, перед олигоценом; 4 — то же, перед миоценом или плиоценом; 5 — то же, перед акчагылом; 6 — районы проявления интенсивной складчатости в конце плиоцена и антропогене

энергичного складкообразования, особенно на Малом Кавказе, в формировании структуры которого эта эпоха складчатости имела весьма существенное значение.

После некоторого ослабления интенсивности складкообразующих процессов в олигоцене, раннем и среднем миоцене, в конце миоцена наблюдается новое значительное усиление складкообразования. Эта эпоха сыграла решающую роль в образовании складок Ереванского и Нахичеванского прогибов, Шемахино-Кобыстанского синклинория (западной части), Карталинского участка Куринской впадины.

Максимальной интенсивности процессы складкообразования достигли в среднем плиоцене, особенно в Терском прогибе, на юго-восточном погружении Большого Кавказа, в Куринской впадине, т. е. почти во всей восточной половине Кавказа. К этому времени относится образование крупных надвигов и тектонических покровов (Баскальского и др.) по периферии Большого Кавказа. Складкообразование в довольно высоком темпе продолжалось в течение позднего плиоцена и антропогена, проявляясь в осевых зонах передовых и межгорных прогибов, преимущественно в восточной, прикаспийской половине Кавказа.

Таким образом, четко устанавливается центробежная, направленная от осей мегантиклинориев миграция складкообразования. Участки, «выключенные» из этого процесса, в дальнейшем участвовали лишь в общих сводово-глыбовых поднятиях.

Складчатое строение Большого Кавказа испытывает закономерные и примечательные изменения в продольном направлении. Центральный его участок обладает ярко выраженной асимметрией — пологая моноклиналь северного крыла резко контрастирует с пучком сильно сжатых складок южного склона, а в осевой зоне наблюдается чередование горст-антиклиналей метаморфических сланцев и гранитов палеозоя с узкими, щелевидными синклиналями сланцев лейаса. На восточном погружении этой осевой зоны соотношения мезозойского чехла и фундамента меняются—палеозойские поднятия представляют собой уже скорее антиклинали, чем горсты. Одновременно усложняется и структура северного крыла всего складчатого сооружения. Характерно, однако, что на Восточном Кавказе — в Осетии и Дагестане — на северном крыле отмечается движение масс к югу, т. е. мегантинклинорий остается резко асимметричным. Южное крыло характеризуется здесь очень интенсивными перемещениями к югу, вплоть до образования шарьяжей.

Только в зонах северо-западного и юго-восточного погружения начинает частично восстанавливаться симметрия строения крыльев складчатого сооружения Большого Кавказа, благодаря опрокидыванию северного крыла в сторону соответственно Западно-Кубанского и Кусаро-Дивичинского прогибов. Но и на этих участках южные крылья построены значительно сложнее и характеризуются развитием надвигов и даже шарьяжей южного направления.

Таким образом, асимметрия с преобладанием смещения поверхностных масс к югу типична для всего Большого Кавказа в целом, причем она получила свое наиболее яркое выражение в течение позднейших фаз складчатости, начиная с позднего миоцена. Уже давно эта характерная черта Большого Кавказа, существенно отличающая его от других звеньев внешней цепи поднятий альпийской зоны Евразии, объяснялась более приподнятым положением северного платформенного обрамления по сравнению с Закавказским срединным массивом. Если стоять на точке зрения участия в создании складчатости Большого Кавказа тангенциального сжатия, то следует допустить более активное пове-

дение Закавказского срединного массива, как бы пододвинувшегося под Большой Кавказ.

Для Аджаро-Триалет и Талыша характерно преобладание северной вергентности — их складки надвигаются на зону срединного массива, испытавшую на соответствующих отрезках перекрытие и с севера и с юга. По северному фронту Сомхето-Карабахской зоны Малого Кавказа движение к северу проявилось довольно слабо, а начиная с Севано-Акеринской зоны преобладает перемещение к югу, в направлении Анатолийско-Иранского срединного массива.

Вся эта картина вряд ли может быть объяснена только гравитационным расползанием, «разваливанием» горных сооружений (В. В. Белоусов), а скорее свидетельствует об общем сжатии геосинклинальной области, при котором относительно жесткие глыбы срединных массивов играли роль устойчивых ядер, перекрываемых пластичными толщами осадков геосинклиналей, испытывающих инверсию. В самое последнее время В. В. Белоусов дополнил свои представления идеей о «разбухании» ядра складчатого сооружения в процессе регионального метаморфизма. Однако это неприменимо к областям погружений Б. Кавказа, построенным принципиально сходно с центральной частью.

Формирование горного рельефа

Формирование горного рельефа на некоторых участках Б. и М. Кавказа началось еще в олигоцене, причем на первых порах оно шло наиболее активно в северо-восточной части Малого Кавказа. Однако до конца миоцена скорость восходящих движений была в общем невелика и относительно короткие фазы поднятий чередовались с более длительными периодами срезания рельефа процессами денудации, в течение которых происходила выработка поверхностей выравнивания. Первая «исходная» средне-верхнемиоценовая поверхность выравнивания охватывает водораздельные пространства Б. и М. Кавказа. На Б. Кавказе она уцелела в виде площадок лишь в областях его погружения (гора Фишт на северо-западе и гора Шахдаг на юго-востоке [1]), но ей примерно соответствует уровень высочайших вершин Главного хребта. Хорошо сохранилась она на ряде участков М. Кавказа Начавшееся в конце миоцена интенсивное поднятие достигло своей первой кульминации в среднем плиоцене, когда центральная часть Б. Кавказа была поднята до 2—2,5 *км*, а М. Кавказа — до 1,5 *км*. В это время скорость подъема горного сооружения в его центральной части настолько обогнала скорость денудации, что произошел глубокий врез речной сети и последняя приобрела в верховьях относительно фиксированное положение. По-видимому, глубокий среднеплиоценовый эрозионный врез долин Восточного Кавказа, так же как и Русской равнины (Палео-Волга, Палео-Урал) и Туркмении (Палео-Амударья, Палео-Мургаб) в значительной мере были обусловлены резким понижением их общего базиса эрозии — уровня Каспийского водоема — в начале среднего плиоцена до абсолютных отметок минус 500—600 *м*. Затем в акчагыле наступила фаза выравнивания, а в самом конце плиоцена и в антропогене новые импульсы подъема горных сооружений Большого Кавказа — еще на 1,5—2 *км*, а Малого Кавказа — до 1—1,5 *км*, приведшие, в условиях общего ухудшения климата, к многократным оледенениям. На погруже-

[1] На горе Шахдаг на высоте около 3550 *м* найдены останцы сарматских известняков-ракушечников (Б. А. Будагов).

ниях Б. Кавказа, вследствие запаздывания и более низкого темпа восходящих движений, выработка поверхностей выравнивания продолжалась до раннечетвертичного времени и соответственно врезание долин с их террасовыми сериями охватывало лишь четвертичный период и то местами не полностью. Для погружений Б. Кавказа, Ставрополья, М. Кавказа, а позднее и для Куринской впадины характерно постепенное отмирание крупных продольных речных артерий, заложенных вдоль основных синклинальных понижений, и переход к преобладанию поперечного стока по мере разрастания горных поднятий. В наиболее же древних частях последних (Центральный Кавказ, северо-восточная зона М. Кавказа) поперечная гидросеть существовала с конца миоцена. Другим характерным явлением служит смещение водоразделов Б. и М. Кавказа, в основном в южном направлении, благодаря более энергичному погружению в антропогене Терского прогиба по сравнению с Куринским и Куринского по сравнению с Араксинским.

Глава VIII

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЭНДОГЕННОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Роль **каледонского этапа** в создании современной металлогении Кавказа практически совершенно незначительна. Более существенным представляется значение **герцинского цикла** (рис. 85) после открытия медноколчеданных месторождений в полосе северного склона Центрального Кавказа, в спилито-кератофировой формации девона (?) Лабино-Малкинской зоны (Бескес—Уруп) и нижнего карбона Тырныаузской зоны (Худес). С герцинскими гранитоидами связаны небольшие полиметаллические (Pb, Zn) месторождения восточной части Лабино-Малкинской зоны (Эльбрус, Тызыл) и мышьяково-редкометальные в зоне Главного хребта (Кти-Теберда и др.). По мнению Г. А. Твалчрелидзе (1958), полиметаллические месторождения типа Эльбруса—Тызыла являются более поздними, чем редкометальные типа Кти-Теберда, и связаны не с синорогенными гранитоидами, а с более поздними малыми интрузиями порфиров.

Альпийская металлогения Кавказа гораздо более богата и разнообразна. На Малом Кавказе, в Сомхето-Кафанской полосе, широко распространены колчеданные месторождения, приуроченные к относительно кислым членам (альбитофиры, кератофиры, плагиопорфиры и кварцевые порфириты) порфиритовой формации юры (Кафан, Чирагидзор, Кедабек, Алаверди), верхнего мела и среднего эоцена (Маднеули). По мнению одних исследователей (Г. А. Твалчрелидзе, М. А. Кашкай, И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян), источник рудоносных растворов — субвулканические тела альбитофиров, кварцевых порфиров и других подобных пород; по мнению же других (Г. И. Керимов),— несколько более поздние (в случае Кедабека верхнебайосские) интрузии гранитоидов. Возможным аналогом месторождений этого типа на Большом Кавказе являются медно-пирротиновые месторождения, залегающие в геосинклинальной нижней юре южного склона в вероятной генетической связи с интрузивными диабазами.

На Большом Кавказе, в зоне Осетинского антиклинория находятся полиметаллические месторождения (Pb—Zn) Садонского района. Возраст их скорее всего предверхнеюрский, хотя некоторые исследователи считают их гораздо более молодыми — неогеновыми (Ажгирей, 1948). Предверхнеюрский возраст имеет Дамблудское месторождение в Южной Грузии, в крайней западной части Сомхето-Карабахской зоны.

С нижнемеловыми гранитоидами этой последней зоны, точнее с их основными дифференциатами, связаны контактово-метасоматические

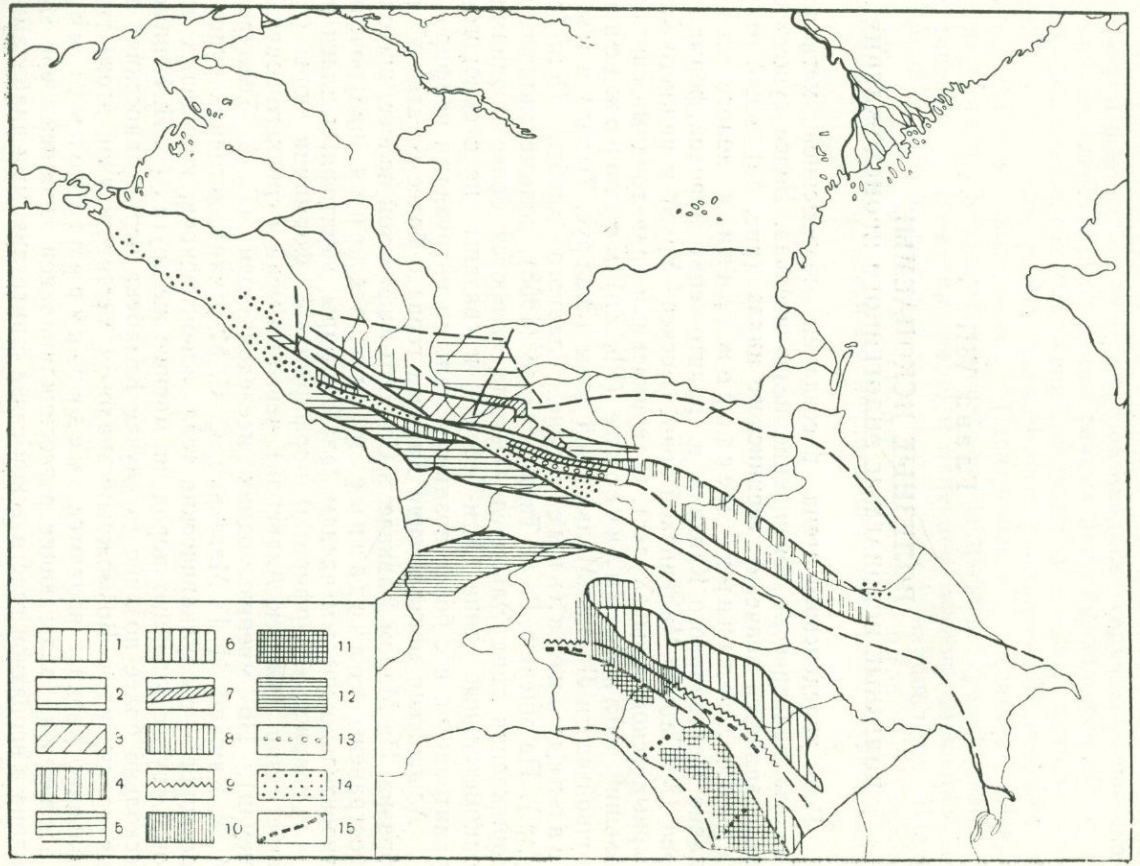

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15

Рис. 85. Схема расположения главнейших зон эндогенной минерализации Кавказа (с использованием данных И. Г. Магакьяна, Г. А. Твалчрелидзе и др.).

Герцинский металлогенический этап:

1 — зона раннегерцинских ($D—C_1$) медноколчеданных месторождений Северокавказской эвгеосинклинали; 2 — зона позднегерцинских полиметаллических (Pb, Zn) месторождений Малкинского поперечного поднятия; 3 — зона позднегерцинских мышьяково-редкометальных (As, W, Mo) месторождений поднятия Главного хребта Центрального Кавказа

Альпийский металлогенический этап:

Раннеальпийская металлогеническая эпоха ($J_{1—2}$ на Большом Кавказе, $J_2—Cr_1$ на Малом Кавказе):

4 — зоны медно-пирротиновых и частично медноколчеданных месторождений осевой зоны геосинклинали Большого Кавказа — Восточно-Кавказская, Кодорская (преимущественно медно-пирротиновые) и Мзымтинская (медноколчеданная); 5 — зоны полиметаллических (Pb, Zn) месторождений северного крыла геосинклинали Большого Кавказа (Северо-Осетинская) и ее южного крыла (Абхазо-Рачинская); 6 — Сомхето-Кафанская зона медноколчеданных месторождений и более позднего скарнового (Fe) и гидротермального (Fe, Co, Cu, Pb, Zn, Ba, Au) оруденения.

Среднеальпийская металлогеническая эпоха (Cr—Pg):

7—приразломные зоны редкометального оруденения периферии поднятия Главного хребта Центрального Кавказа — Тырныаузская (W, Mo) зона (меловая) и зона Главного надвига (W, Mo, As) — палеогеновая (?); 8 — Болнисская верхнемеловая зона медноколчеданного, марганцево-гематитового и барито — полиметаллического оруденения (Cu, Fe, Mn, Pb, Zn, Ba); 9 — Севано-Амасийская зона хромитового оруденения ($Cr_2—Pg_2$); 10 — Кироваканская зона палеогенового медно- и серноколчеданного и скарнового железного оруденения; 11 — Мисхано-Зангезурская зона позднепалеогенового медно — молибденового и частично полиметаллического и сурьмяного оруденения; 12 — Аджаро-Имеретинская зона палеогеновой полиметаллической, железорудной и медной минерализации.

Позднеальпийская металлогеническая эпоха (N):

13 — зона ферберит-антимонитового (W, Sb) оруденения прикадвиговой части южного склона Центрального Кавказа; 14—зоны мышьякового (реальгар-аурипигментного), сурьмяного и ртутного оруденения Большого Кавказа (преимущественно на крыльях флишевых прогибов) — Новороссийская, Чиаурская, Южно-Дагестанская и др. и мышьяково-сурьмяного оруденения Малого Кавказа (Джульфинская и др.); 15 — Присеванская зона золото-ртутно-сурьмяно-мышьяковой минерализации

скарновые магнетитовые месторождения, наиболее крупным представителем которых является Дашкесанское близ Кировабада — основная железорудная база Закавказского металлургического завода в Рустави. Аналогичные по типу месторождения открыты в Северной Армении (Кохб) и в восточном Зангезуре (Шишкерт). В Дашкесане известно также промышленно важное кобальтовое оруденение. Верхнеюрский (начиная с бата) или нижнемеловой возраст имеют, вероятно, баритово-полиметаллические месторождения северного окраинного пояса «Грузинской глыбы» — от Абхазии (Дзышра) до Рачи и Юго-Осетии (Квайса), залегающие в порфиритах байоса или верхнеюрских известняках вне видимой связи с какими-либо интрузиями. К мелу (граница Cr_1 и Cr_2?) или палеогену (верхний эоцен?) могут относиться месторождения мышьяка, сурьмы, вольфрама, молибдена, ртути, протягивающиеся поясами в верхней части южного склона Центрального Кавказа, вдоль основных линий тектонических разрывов. Здесь различаются три рудных комплекса (Твалчрелидзе, 1958): антимонит-ферберитовый, ртутный и реальгар-аурипигментовый. Сюда же надо присоединить молибденит-арсенопиритовый комплекс.

Пояс антимонит-ферберитовых месторождений прослеживается от верховьев р. Ингури до Мамиссонского перевала (месторождения Зопхито и др.) примерно вдоль «Главного надвига» кристаллических пород Тебердино-Дигорского антиклинория на нижнюю юру геосинклинали южного склона. К этому же разрыву тяготеет и группа месторождений молибденита и арсенопирита в истоках Цхенис-Цхали (Цана) и Риони (Кароби). В районе этих месторождений развиты мелкие интрузии гранитоидов и дацитов, которые в основном и являются рудовмещающими.

С системой более южных разрывов, выражающихся надвигами нижней юры на среднюю — верхнюю юру флишевой зоны, связан наиболее протяженный пояс месторождений киновари в раздробленных сланцах и песчаниках лейаса. Начинаясь на р. Шахе на западе, он протягивается через верховья Бзыби (Ахей), переходит в Осетии на северный склон (Нар) и достигает Южного Дагестана (Хпек), имея длину около 700 *км*. Подавляющее большинство этих месторождений оказалось непромышленного масштаба. В последние годы обнаружены многочисленные проявления киновари вдоль более северных разломов в полосе мелового флиша Северо-Западного Кавказа.

Особняком стоит группа реальгар-аурипигментовых месторождений, приуроченная к разрывам северо-западного окончания Чиауро-Дибрарского флишевого синклинория; вблизи этих месторождений (Лухуми и др.) обычно наблюдаются мелкие интрузивные тела андезитов, альбитофиров, трахитов.

На северном склоне Большого Кавказа, в Тырныауз-Пшекишской шовной зоне, находится известное скарновое вольфрамо-молибденовое Тырныаузское месторождение, связанное с гранитным штоком позднемезозойского или палеогенового (?) возраста, внедрившимся в известняки нижнего карбона.

На Малом Кавказе к концу мела (сантон) и повторно к концу среднего эоцена относится формирование гипербазитового пояса вдоль северо-восточного ограничения Севано-Акеринского синклинория. Интрузии этого пояса местами вмещают небольшие залежи хромита (Шорджа и др.).

Несравненно более важное промышленное значение всесоюзного

масштаба имеют медно-молибденовые месторождения западного Зангезура, возникшие в связи с внедрением крупных гранитоидных интрузий в конце эоцена-олигоцена; это Дастакерт, Каджаран, Агарак, Парагачай и др. Подчиненную роль в этих месторождениях играет полиметаллическая минерализация: в некоторых месторождениях Ордубадского синклинория и Даралагезского антиклинория, также связанных с палеогеновыми гранитоидами (Газма, Азатек, Гюмушлуг и др.) она приобретает самостоятельное значение.

Молибденовые месторождения верховьев р. Тертер (Севано-Акеринский синклинорий), связанные с Далидагской интрузией того же возраста, пока не показали запасов промышленного масштаба. Зато существенный практический интерес приобрели золоторудные жилы в юго-восточной части бассейна оз. Севан, в той же структурной зоне и той же поздне-неогеновой металлогенической эпохи.

Исследователи металлогении Кавказа обратили внимание на то обстоятельство, что месторождения одних и тех же металлов неоднократно возникали на Кавказе в соответствующие стадии различных металлогенических эпох. Таковы колчеданные месторождения меди (D_{1-2}, C_1, J_{2-3}, Cr_2, Pg_2), месторождения молибдена и вольфрама (Pz_3, Cr_2?, Pg_3). Возможно, что это объясняется повторной регенерацией залежей этих металлов, заключенных глубоко в докембрийском фундаменте. Эти три элемента и составляют основные рудные богатства Кавказа. С другой стороны, только для альпийского цикла характерно образование месторождений сурьмы и ртути.

ОСАДОЧНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь. Кавказ небогат месторождениями угля, хотя на его территории и проявились важнейшие эпохи углеобразования — каменноугольная, нижне- и среднеюрская, палеогеновая (рис. 86).

Маломощные и невыдержанные пласты угля известны в континентальной толще среднего и верхнего карбона северного склона Центрального Кавказа. Они интенсивно нарушены и почти не имеют практического значения. То же самое приходится сказать и о верхнетриасовых углях в паралической толще осадков у сел. Джирманис в бассейне Аракса (Армения). Залежи угля местного значения разрабатываются в нижнеюрских отложениях Кубани, Баксана и Южного Дагестана. Это образования прибрежной равнины, окаймлявшей Предкавказскую сушу; возраст их изменяется от плинсбахского (Кубань—Баксан) до нижнеааленского (Дагестан).

Наиболее серьезное промышленное значение имеют угольные месторождения Западной Грузии — Тквибульско-Гелатского и Ткварчельского районов батского возраста, приуроченные к осадкам опресненных лагун по южной периферии регрессирующего среднеюрского моря южного склона Большого Кавказа. Эти угли используются Закавказским металлургическим заводом в Рустави. В Грузии разрабатываются также бурые угли Ахалцихского бассейна, подчиненные озерной толще олигоценового возраста. Аналогичные по возрасту и генезису плиоценовые углепроявления имеются в Армении (Джаджур, Мегри и др.), но здесь их масштаб еще более скромный.

Нефть и газ. В противоположность углю Кавказ известен своими нефтяными и газовыми месторождениями мирового значения. В течение длительного времени, вплоть до Великой Отечественной войны, Кавказ (Баку, Грозный, Майкоп) являлся основной базой снабжения

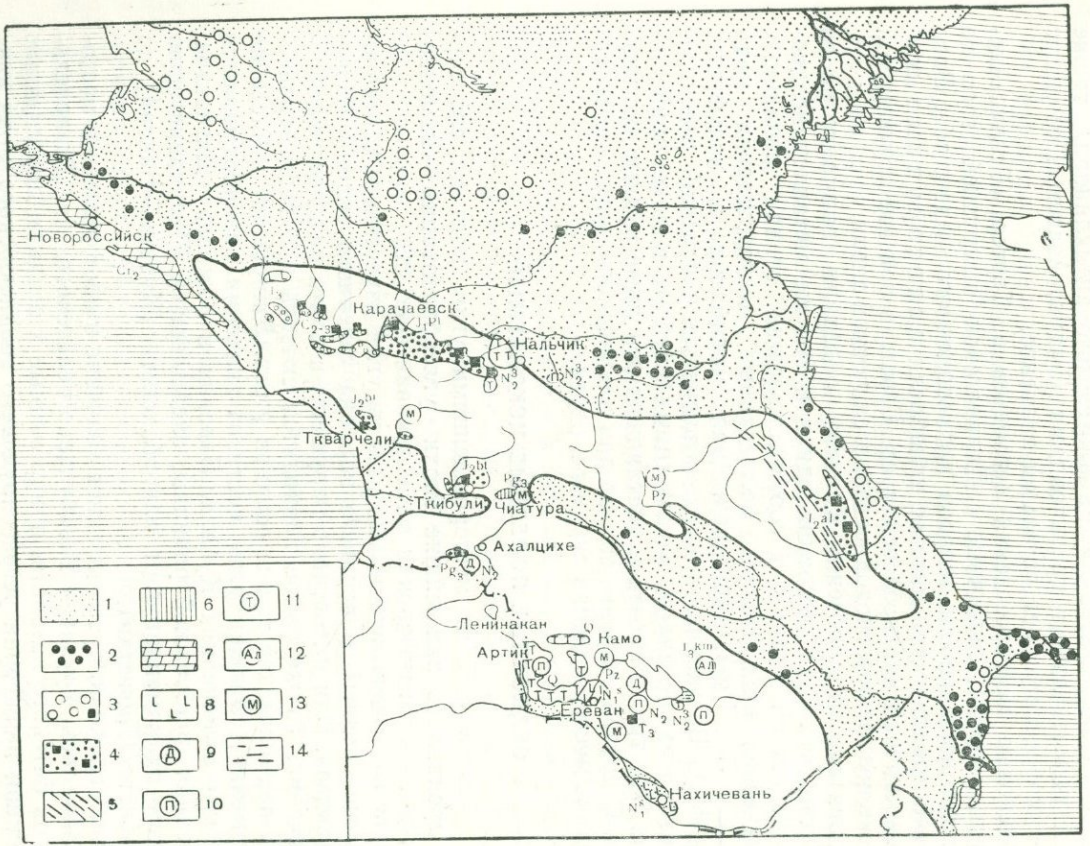


Рис. 86. Схематическая карта распространения полезных ископаемых экзогенного происхождения:

1 — нефтегазоносные бассейны; 2 — районы с промышленными месторождениями нефти; 3 — районы с промышленными месторождениями газа; 4 — угленосные площади и месторождения; 5 — железные руды (сидеритовые, оолитовые); 6 — марганцовые руды; 7 — цементные мергели; 8 — каменная соль; 9 — диатомиты; 10 — пемза, перлиты; 11 — туфы, туфолавы, лавы; 12 — алуниты; 13 — мраморы; 14 — торф

горючим нашей страны. В настоящее время эта роль перешла к Волго-Уральской области, но и на Кавказе добыча нефти и особенно газа непрерывно растет за счет открытия новых месторождений и целых новых нефтеносных и газоносных районов. Сейчас разрабатываются залежи нефти и газа как в третичных, так и в мезозойских отложениях, в то время как до войны были известны промышленные скопления нефти лишь в третичных образованиях. Открыты крупные месторождения, главным образом газовые, в платформенной части Предкавказья.

Промышленные нефтегазоносные районы Кавказа принадлежат в основном к трем крупным бассейнам: Азово-Кубанскому, Терско-Среднекаспийскому и Куринско-Южнокаспийскому. Ставропольский газоносный район приурочен к поднятию, разделяющему первые два бассейна.

Одной из основных зон нефтегазонакопления Азово-Кубанского бассейна является зона южного борта Западно-Кубанского передового прогиба. На востоке этой зоны залежи нефти подчинены выклинивающимся вверх по региональному восстанию пескам низов майкопской серии; полоса песков начинается близ г. Майкопа и тянется через Хадыженск до меридиана Краснодара. Далее к западу появляются залежи нефти и газа, подчиненные брахиантиклинальным складкам — сначала простым и пологим, затем опрокинутым и надвинутым к северу и при этом несогласно перекрытым верхним майкопом и неогеном. Диапазон нефтеносности расширяется, охватывая помимо майкопа флишевый нижний палеоген (свиту Горячего ключа верхнего палеоцена), а также средний миоцен. Полоса нефтяных месторождений протягивается до г. Крымска.

Другая важная зона нефтегазонакопления установлена в центральной части передового прогиба, в полосе сочленения его внутреннего и внешнего крыльев. В этой зоне известно пока одно, но самое крупное на Кубани месторождение — Анастасиевско-Троицкое. Нефть и газ образуют сводовые залежи в песках мэотического яруса, в пределах пологой удлиненной брахиантиклинали с двумя куполами.

Севернее, на склоне платформы, недавно открыт крупный газоносный район с месторождениями газа в альбских песках, залегающих на герцинском складчатом основании в поднятиях чисто платформенного типа. Это месторождения Каневское, Ленинградское, Старо-Минское, Березанское и др.

В Азово-Кубанском бассейне перспективны также зона Адыгейского поднятия (где недавно открыто Майкопское газовое месторождение), Тихорецко-Кропоткинская депрессия, район Таманского п-ова и др.

Ставропольский газоносный район заключает богатейшие месторождения газа (Северо-Ставропольское, Тахта-Кугультинское и др.) в залегающих крупными линзами песках хадумского горизонта и отчасти нижнего палеогена в пределах поднятий платформенного типа. На склонах Ставропольского свода появляются и залежи нефти, причем не только в палеогене, но и мезозое (Александровка близ Армавира, Прасковея и др.).

Основной нефтегазоносной зоной Терско-Среднекаспийского бассейна является зона Передовых хребтов — Терского и Сунженского, а также ее продолжение в прибрежной полосе Дагестана. Крупные залежи нефти здесь давно известны в чокракско-караганских отложениях (Старо- и Ново-Грозненское месторождения, Малгобек, Махачкала, Избербаш и др.), но в последнее время открыты высокодебитные залежи в верхнемеловых известняках (Карабулак, Ачалуки,

Селли и др.). Зона южного борта передового прогиба пока не дала промышленных месторождений, но и здесь получены промышленные притоки нефти из мезозоя (Датых). В области платформенного склона установлена значительная нефтегазоносная зона (Прикумская) с залежами нефти в среднеюрских и нижнемеловых песках и трещиноватых карбонатных породах нижнего палеогена (Озексуат, Ачикулак). На крайнем юго-востоке рассматриваемой нефтеносной области находится значительное Сиазанское нефтяное месторождение; нефть залегает в этом месторождении в песках нижней части майкопской серии, крутопадающих к северу и запечатанных на юге несогласным прилеганием майкопа к нижнему палеогену в зоне крупного конседиментационного разлома.

Третий важнейший нефтегазоносный бассейн Кавказа — Куринско-Южнокаспийский. К его северо-восточной периферии приурочены богатейшие залежи нефти и газа в песках среднеплиоценовой продуктивной толщи Апшеронского п-ова, Апшеронского архипелага (Нефтяные камни и др.), юго-восточного Кобыстана и Нижнекуринской впадины; в последнем районе нефтеносны также и пески апшеронского яруса. В структурном отношении нефтяные месторождения представляют собой брахиантиклинальные складки, обычно осложненные сбросами и грязевыми вулканами.

На малокавказском склоне Куринской впадины, в полосе между Кировабадом и Мирбаширом, имеются небольшие залежи нефти в палеогене, а в еще более западной части Куринской впадины, уже в пределах Восточной Грузии — в ширакской свите, чокраке и майкопе в осложненных надвигами антиклинальных складках центральной зоны впадины.

Четвертый нефтегазоносный бассейн Кавказа — Рионо-Черноморский, охватывающий Абхазию, Мегрелию, Колхиду, Гурию, пока не проявил себя сколько-нибудь значительными нефтяными месторождениями, хотя небольшие залежи имеются в сармате и майкопе (Гурия), а нефтегазопроявления — в мезозое Колхиды и Абхазии. Перспективы этого бассейна еще не выявлены в сколько-нибудь достаточной степени; они связываются в основном с меловыми отложениями и прежде всего известняками верхнего мела.

Не привели пока к положительным результатам и проводившиеся в очень ограниченных размерах поиски нефти во впадинах Южного Закавказья — Араратской, Ереванской и Нахичеванской. Здесь также необходимы дальнейшие работы.

Марганец и железо. На Кавказе расположено одно из крупнейших в мире марганцевых месторождений — Чиатурское в Грузии. Окисные руды марганца залегают среди прибрежных осадков мелководного залива нижнеолигоценового моря в плоской депрессии, наложенной на северо-восточное крыло древнего Дзирульского массива.

Довольно крупное месторождение природно-легированных железных руд известно в долине р. Малки, в Кабарде. Это месторождение приурочено к коре выветривания среднепалеозойских серпентинитов, образовавшейся в раннеюрское время и переотложенной в литоральной зоне тоарского бассейна.

На северном склоне Большого Кавказа в отложениях лейаса и доггера широким распространением пользуются скопления железа конкреционного происхождения (сидеритовые, шамозитовые конкреции), достигающие местами (ааленские сидериты в Дагестане) рудных концентраций.

Нерудное минеральное сырье. Кавказ богат различными природными строительными материалами. В особенности славятся четвертичные и плиоценовые туфы, туфолавы (в частности, знаменитый розовый артикский «туф») и лавы Армении, верхнеплиоценовые туфы и туфолавы окрестностей Нальчика, четвертичные пемзы Армении (Махмуджухское и другие месторождения), светло-желтые эоценовые туфы Юго-Восточной Грузии и северной Армении (болнисский, колагеранский туф), серый лопотский (верхний палеозой), красный шрошинский (лейас) мраморы Грузии, розоватый агверанский (нижний палеозой?) и черный давалинский (палеозой) мраморы Армении, апшеронские известняки-ракушечники окрестностей Баку и др. В качестве цементного сырья в Новороссийском районе, где расположены крупные цементные заводы, служат мергели — «натуралы» сенонского карбонатного флиша. В окрестностях Баку для этих целей используются известняки и глины апшеронского яруса. В южной Грузии и Армении имеются месторождения плиоценовых диатомитов, крупнейшее среди них — Кисатибское. Андезито-базальты Боржомского и других районов служат сырьем для каменного литья. Ряд месторождений перлитового сырья находится в полосе развития неогеновых кислых эффузивов Армянского нагорья. Широкое применение получили отбеливающие бентонитовые глины Грузии (гумбрин) мелового возраста; аналогичные глины встречены в окрестностях Нальчика — это палеоценовые нальчикины. Давно разрабатываются залежи миоценовой каменной соли Нахичеванской впадины; недавно открыт аналогичный, но значительно более крупный соленосный бассейн в Ереванском прогибе.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

Территория Кавказа обладает исключительным богатством и разнообразием минеральных вод, являющихся базой для широкого развития сети бальнеологических курортов. Суммарный дебит минеральных источников Кавказа достигает 250 000 $м^3/сут$. А. М. Овчинников выделяет в этой области 7 гидрогеохимических зон, отражающих закономерности формирования и распространения главных типов минеральных вод.

1. **Зона углекислых вод Центрального Кавказа** обнаруживает отчетливую приуроченность к выступу палеозойского фундамента в поднятии Главного хребта и Малкинско-Кисловодскому поперечному поднятию и в то же время связь с ареалом новейшего магматизма (Эльбрусская и Казбекская области). К этой зоне принадлежат сульфатно-гидрокарбонатные воды типа «нарзанов» Кисловодска, хлоридно-гидрокарбонатные воды ессентукского типа, многочисленные углекислые источники Приэльбрусья, Горной Осетии и пр.

2. К **зоне азотных гидрокарбонатных вод меловых флишевых отложений Северо-Западного Кавказа** относятся источники гидрокарбонатно-натриевых вод, газированных азотом и метаном (Ольгинский, Геленджикский, Новороссийские и др.). На границе с третичными отложениями северного склона Северо-Западного Кавказа развит промежуточный тип хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод (Псекупс и др.).

3. **Зона азотных гидрокарбонатных вод сланцевой юры Восточного Кавказа** в целом бедна минеральными источниками, за исключением южного склона Главного хребта, где распространены гидрокарбонатно-натриевые (содовые) термальные воды (с температурой до 40—47°) с азотом и повышенной гелиеносностью. На юго-востоке зоны (в Даге-

стане) имеются источники термальных хлоридно-гидрокарбонатных вод (Рычал-су, Ахты и др.).

4. **Зона сероводородных сульфатных вод мезозойских известняков Северного Кавказа,** протягивающаяся от Адыгеи до Дагестана, играет огромную роль в питании подземных вод нефтяных месторождений Предкавказья. К этой зоне относятся источники сульфатно-кальциевых вод верхнеюрских отложений в Северной Осетии (Тамиск), хлоридно-гидрокарбонатных термальных вод в терригенных породах нижнего мела (Белая речка в Кабарде и др.). Верхнемеловой водоносный горизонт участвует в формировании минеральных источников района Кавказских Минеральных вод (Ессентуки, Пятигорск, Железноводск), в основном приуроченных к периферии прорывающих верхний мел и палеоген неогеновых интрузивных тел (Машук, Железная и пр.).

5. К **зоне сероводородных хлоридно-натриевых вод известняковых массивов абхазских фаций** принадлежат минеральные воды Мацесты, термы Цхалтубо, газирующие азотом и пр.

Промежуточные зоны юрской порфиритовой толщи Западной Грузии и северо-восточной части Малого Кавказа заключают слабосульфидные термальные воды (Ткварчели и др.), хлоридно-кальциевые воды (Скури, Мухури) и пр.

6. **Зона углекислых вод и терм, охватывающая большую часть площади Малого Кавказа,** отличается от аналогичной зоны Большого Кавказа широким развитием азотных терм. В целом эта зона отвечает ареалу развития кайнозойского магматизма Малого Кавказа. К ней принадлежат углекисло-гидрокарбонатно-натриевые воды, главным образом в Аджаро-Триалетской (Боржоми и др.) и Севанской зонах (Дилижан), сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные термы карловарского типа (Джермук в Армении и Истису в Азербайджане), хлоридно-натриевые воды, местами обогащенные мышьяком, бором, литием (Джульфа) и углекислотой (Арзни).

7. **Периферический пояс метановых вод,** приуроченный к зонам развития третичных отложений, окаймляет прерывистым кольцом сооружение Большого Кавказа. Формирование вод этого пояса, весьма разнообразных по своему химизму, находится в тесной связи с нефтяными месторождениями Предкавказья и Куринской депрессии. К этому поясу относится ряд минеральных источников в предгорьях Дагестана (богатые сероводородом воды Талги), Передовых хребтах, Терской депрессии (Серноводск) и пр.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ I

Гвоздецкий Н. А. Физическая география Кавказа, вып. I, 1954; вып. II, 1958. Изд-во МГУ.
«Геоморфология Азербайджанской ССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1959.
«Геоморфология Армянской ССР». Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1962.
Джавахишвили А. Н. Геоморфологические районы Грузии. Изд-во АН СССР, М., 1947.
Добрынин Б. Ф. Закавказье. Опыт физико-географической характеристики. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1940, т. 34.
Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР (Европ. часть и Кавказ). Учпедгиз, М., 1948.
Калесник С. В. Северный Кавказ и Нижний Дон. Изд-во АН СССР, М., 1946.
«Труды Конференции по геоморфологии Закавказья». Изд-во АН АзССР, Баку, 1955.
«Труды IV геоморфологической конференции по изучению Кавказа и Закавказья». Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1957.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ II

По истории геологического изучения Кавказа

Волкова С. П. и Тихомиров В. В. Жизнь и труды Германа Вильгельмовича Абиха. «Очерки по истории геологических знаний», 1959, вып. 8.
«Геологическая служба Армянской ССР за 25 лет». Госгеолиздат, М., 1945.
«Геология СССР», т. IX (Северный Кавказ), ч. I. Госгеолиздат, М., 1947.
«Геология СССР», т. X (Закавказье), ч. I. Госгеолиздат, М., 1940.
Доценко С. Б. Геологические исследования западной и центральной части Большого Кавказа в конце XIX — начале XX века. «Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв.», 1960, № 3.
Кахадзе И. Р. Развитие геологических наук в Грузии после Великой Октябрьской революции. «Очерки по истории геологических знаний», 1958, вып. 7.
Куприн П. Н. Обзор истории поисково-разведочных работ и исследований на нефть и газ в Дагестане. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1959, т. 3.
Ренгартен В. П. Исследования закавказских геологов в конце XIX века. «Очерки по истории геологических знаний», 1953, вып. 1.
Ренгартен В. П. Работы Геологического комитета на Кавказе в начале XX века. «Очерки по истории геологических знаний», 1953, вып. 2.
Тихомиров В. В. Первые русские геологи в Закавказье. «Вопр. петрографии и минералогии», т. 1. Изд-во АН СССР, М., 1953.
Хаин В. Е. Развитие и современное состояние основных представлений по геологии Кавказа. Докл. АН АзССР, 1951, т. VII, № 9.

Наиболее важные работы довоенного периода

Абих Г. В. Объяснение геологического разреза Северной покатости Кавказского кряжа от Эльбруса до Бештау. Кавказск. календарь на 1853 г. Тифлис, 1852.
Абих Г. В. Геологические наблюдения в нагорной стране между Курой и Араксом. «Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. о-ва», 1873, кн. VIII.
Абих Г. В. Геология Армянского нагорья (пер. Б. З. Коленко). «Зап. Кавказск. отд. Русск. геогр. о-ва», 1902, кн. XXI.

Агалин Г. П. Краткий геологический очерк центральной части Большого Карачая. «Изв. Геол. ком.», 1929, т. XLVIII, № 4.
Андрусов Н. И. Геологические исследования на Таманском полуострове. «Мат-лы для геологии России», 1904, т. XXI, вып. 2.
Андрусов Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. «Тр. Геол. ком.», 1902, т. XV, № 4.
Андрусов Н. И. Понтические пласты Шемахинского уезда. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1909, вып. 40.
Андрусов Н. И. Апшеронский ярус. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1923, вып. 110.
Андрусов Н. И. Понтический ярус. «Геология России», т. IV_2, ч. II, вып. 2. Изд. Геол. ком., СПб., 1917.
Апресов С. М. Нефтеносность юго-западной прибрежной подводной полосы Каспийского моря. «Тр. Геол. разв. конторы Азнефти», 1933, вып. 5.
Архангельский А. Д. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и Керченско-Таманской области «Бюл. МОИП», нов. сер., 1925, отд. геол., т. III, вып. 3—4.
Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, М., 1941.
Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд-во АН СССР, М., 1938.
Барбот де Марни Н. Н. Отчет о геологических исследованиях в Темир-Ханшуринском округе Дагестанской области. «Мат-лы для геол. Кавказа», сер. 2, 1894, кн. 8; 1895, кн. 9.
Батурин В. П. Палеогеография по терригеновым компонентам. Баку, 1937.
Бацевич Л. и Симонович С. Геологическое описание части Кутаисского уезда, Кутаисской губ., известной под именем Окрибы. «Мат-лы для геол. Кавказа», сер. I, 1873, кн. 4.
Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. «Тр. ЦНИГРИ», 1938, вып. 108; 1940, вып. 121; 1939, вып. 126.
Белянкин Д. С. Опыт петрографической характеристики Безингии и Балкарии в Центральном Кавказе. «Изв. Петрогр. политехн. ин-та», 1915, т. XXIII.
Белянкин Д. С. К вопросу о неоинтрузиях Центрального Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939, № 2.
Богачев В. В. Геологический очерк Азербайджана. «Мат-лы по районир. АзССР», 1926, т. II, вып. 3.
Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья. «Тр. Азерб. научн.-иссл. нефт. ин-та им. В. В. Куйбышева», 1936, вып. XXXI.
Богданович К. И. Два пересечения Главного Кавказского хребта. «Тр. Геол. ком.», 1902, т. XIX, № 1.
Богданович К. И. Система Дибрара в юго-восточном Кавказе. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1906, вып. 26.
Брод И. О. Очерк геологического строения и геоморфология Восточного Предкавказья. В сб.: «Месторождения нефти Восточного Предкавказья». «Мат-лы к XVII Междунар. геол. конгр.». М., 1937.
Варданянц Л. А. Опыт металлогенической характеристики Центрального Кавказа. «Тр. ГГРУ», 1931, вып. 22.
Варданянц Л. А. Эпоха оледенений в Горной Осетии. «Изв. Российск. геогр. о-ва». 1932, вып. 6.
Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. «Тр. ЦНИГРИ», 1935, вып. 25.
Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа. «Тр. Сейсмолог. ин-та АН СССР», 1935, № 64.
Варданянц Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1939, № 2.
Варданянц Л. А. Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. «Зап. Минер. о-ва», 1933, ч. LXIII, № 1.
Вассоевич Н. Б. Некоторые результаты геологических исследований в Горной Кахетии (1928—1932). Изд. треста Грузнефть, Тифлис, 1934.
Вассоевич Н. Б. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций. «Тр. Азерб. нефт. геол.-разв. ин-та», 1934, вып. 10.
Вассоевич Н. Б. Проблемы тектоники Восточной Грузии (о некоторых нефте-геологических закономерностях, связанных с зональностью междуречья Куры, Иоры и Алазани). Изд-во треста Азнефтеразведка, Баку, 1936.
Вассоевич Н. Б. О геотектонических комплексах Грузии. «Изв. Гос. геогр. о-ва», 1937, т. 69, вып. 3.
Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. «Зап. Всес. минер. о-ва», 1940, ч. LXIX, вып. 2—3.
Вебер В. В. Рекогносцировочный объезд полосы кайнозойских отложений между

Шемахой и Аджиноурской степью. «Тр. нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1933, вып. 23.
Вебер В. В. Зона южного склона в нагорном Азербайджане. «Тр. нефт. геол.-разв. ин-та», нов. сер., 1939, вып. I.
Вебер В. В. Проблемы нефтегазоносности палеогеновых и миоценовых отложений Кабристана. «Тр. ВНИГРИ», 1939, вып. 109.
Вологдин А. Г. К открытию археоциат на Кавказе. «Изв. ВГРО», 1931, т. I, вып. 100.
Вялов О. С. Краткий геологический очерк Туапсинского района «Изв. ВГРО», 1931, т. I, вып. 97.
Гатуев С. А. К стратиграфии верхнетретичных и послетретичных отложений Черноморского и Каспийского бассейнов. «Тр. СКГГУ», 1938, сб. II.
Геологическая карта Кавказа. Составл. по геол. карте проф. Н. И. Лебедева и дополнительным данным (масштаб 40 верст в дюйме). Тифлис, 1913.
Герасимов А. П. Кавказская складчатость и вулканизм. «Природа», 1922, № 5—7.
Герасимов А. П. Обзор современных данных по геологиии Северного Кавказа. «Изв. Геол. ком.», 1928, т. XLVII, № 4.
Герасимов А. П. К вопросу о возрасте древнейших свит на Северном Кавказе. «Изв. Геол. ком.», 1929, т. XLVIII, № 7.
Герасимов А. П. Геологическое строение Минераловодского района. «Тр. ЦНИГРИ», 1935, вып. 30; 1937, вып. 93.
Голубятников В. Д. Детальная геологическая карта Апшеронского п-ова Бибн-Эйбат. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1914, вып. 106.
Голубятников В. Д. Аташкинский район. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1927, вып. 130.
Грушевой В. Г. Медные месторождения Аллавердского района ССР Армении. «Тр. ЦНИГРИ», 1935, вып. 36.
Губкин И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. ОНТИ. М., 1934.
Давиташвили Л. Ш. Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. «Тр. Гос. нефт. ин-та», 1932, вып. I—II, Тарханский и чокракский горизонты; 1932, вып. V, Сарматский ярус; 1931, вып. IX, Дуабские пласты.
Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Рачи и Лечхума. Изд-во Груз. фил. АН СССР, Тбилиси, 1940.
Дробышев Д. В. Геологическое строение Дагестанской АССР и ее полезные ископаемые. Природные ресурсы ДагАССР, СОПС АН, т. I, 1935.
Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. «Сов. геология», 1941, № 2.
Жижченко Б. П., Колесников В. П., Эберзин А. Г. Неоген СССР. «Стратиграфия СССР», т. XII. Изд-во АН СССР, М., 1940.
Ильин С. И. и Эберзин А. Г. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. Б, 1933, вып. 38; 1935, вып. 54.
Иностранцев А. А., Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Каракаш Н. И., Стрешевский С. И. Через Главный Кавказский хребет. Геологические исследования предполагаемого ж.-д. пути через Архотский перевал между Владикавказом и Тифлисом. СПб., 1896.
Каракаш Н. И. Меловые отложения северного склона Главного Кавказского хребта и их фауна. СПб., 1897.
Карапетян О. Т. Геологический очерк ССР Армении, «Мат-лы по районированию», вып. I. Эривань, 1928.
Карстенс И. Э. Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазани. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. Б, 1934, вып. 47.
Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Восточного Закавказья. «Аз. нефт. хоз.», 1927, № 6—10.
Ковалевский С. А. Лик Каспия. «Тр. Геол.-разв. конторы Азнефть», 1933, вып. 2.
Ковалевский С. А. Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). «Азнефтеразведка», Баку, 1936.
Коншин А. Отчет об исследованиях медных месторождений Зангезурского уезда. «Мат-лы для геол. Кавказа», сер. 2, 1890, кн. 4.
Коробков И. А. Фауна моллюсков хадумского горизонта окрестностей гор. Сулимова (Баталпашинска). «Тр. геол. службы Грознефти», 1937, вып. 9.
Крымгольц Г. Я. Материалы к стратиграфии нижней и средней юры Кавказа. «Мат-лы ВСЕГЕИ», общ. сер., 1941, сб. 8.

Кудрявцев Н. А. Геологические исследования в междуречье Алазани и Куры. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. Б, 1932, вып. 32.
Кузнецов И. Г. Некоторые соображения о тектоническом и стратиграфическом положении сланцев Главного хребта на Кавказе. «Изв. Геол. ком.», 1926, т. XLV, № 3.
Кузнецов И. Г. Колебательные движения земной коры и их роль в структуре Кавказа. «Пробл. сов. геологии», 1933, № 7.
Кузнецов С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. «Мат-лы по геол. и петрогр. ГрузССР». Изд-во АН СССР, М., 1937.
Лебедев П. И. Геолого-петрографический очерк Карачая. «Тр. Сев. кавказск. ассоц. научн.-исслед. ин-тов», № 75. Ростов н/Д, 1930.
Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы. «Тр. СОПС», сер. закавк., 1931, вып. 3.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрографические исследования в Центральном Кавказе. «Изв. СПб. политехн. ин-та», 1904, т. II.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. «Изв. СПб. политехн. ин-та», 1913, т. XX, вып. I.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканическая область Центрального Кавказа между перевалами Рокским и Архотским. Геологические исследования в области перевальной ж. д. через Кавказский хребет. Изд. Упр. по соор. ж. д., 1914.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. «Природа», 1928, № 5.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Андезито-базальтовая формация центральной части Армении. «Бассейн оз. Севан», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1929.
Левинсон-Лессинг Ф. Ю. (рукопись) Бассейн оз. Севан («Гокча»). «Тр. экспедиции АН СССР», т. I, 1929; т. II, 1933; т. III, вып. I, 1930; вып. 2, 1933.
Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Алагез, потухший вулкан Армянского нагорья, т. I, ч. I. «Тр. СОПС», сер. закавк., 1931, вып. 3.
Мефферт Б. Ф. Геологический очерк бассейна Верхней Куры. «Мат-лы к схеме использования водных ресурсов Кура-Аракс. бассейна», вып. 5. Тифлис, 1930.
Мефферт Б. Ф. Геологический очерк Лечхума. Геологические исследования в Рачинском районе Западной Грузии в 1928 г. «Мат-лы по общ. и прикл. геол.», 1930, вып. 140.
Мефферт Б. Ф. Геологические исследования в Мингрелии. «Тр. ГГРУ», 1931, вып. 64.
Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакуриани. «Тр. ВГРО», 1933, вып. 303.
Мефферт Б. Ф. Геологический очерк области проектируемых мощных электростанций Грузии в бассейнах Ингура, Цхенис-Цхали, Риона и Куры. «Тр. ВГРО», 1934, вып. 394.
Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. «Изв. ассоциац. научн.-исслед. ин-тов при физ.-мат. ф-те I МГУ», 1928, т. II, вып. 3—4.
Мирчинк М. Ф. Тектонические проблемы юго-восточного Кавказа. «Тр. Аз. нефт. геол.-разв. треста», 1935, вып. 11.
Мокринский В. В. Ткварчельский угленосный район. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1928, вып. 189.
Мордвилко Т. А. К стратиграфии нижнемеловых отложений в Кисловодском районе на Северном Кавказе. «Зап. Минер. о-ва», 11 сер., 1939, ч. LXVIII, № 1.
Муратов М. В. Очерк тектоники окрестностей минеральных источников р. Чвежипсе. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1940, вып. 2.
Мушкетов И. В. Геологический очерк ледниковой области Теберды и Чхалты на Северном Кавказе. «Тр. Геол. ком.», т. XIV, 1896, № 4.
Мушкетов И. В. Материалы по Ахалкалакскому землетрясению 19 декабря 1899 г. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1903, вып. I.
Никшич И. И. Юрские отложения бассейна р. Белой на северном склоне Кавказа (предв. отчет). «Изв. Геол. ком.», 1915, т. XXXIV, № 4.
Освальд Ф. К. К истории тектонического развития Армянского нагорья. Пер. А. И. Шишкиной с пред. и прим. В. В. Богачева. «Зап. Кавк. отд. Русск. геогр. о-ва», 1915, т. XXXIV.
Палибин И. В. Сарматская флора Восточной Грузии. «Мат-лы ВНИГРИ», палеонтология и стратиграфия, 1933, сб. I.
Палибин И. В. Верхнемеловая флора юго-восточного Кавказа. «Изв. ГГРУ», 1930, т. XLIX, № 7.
Паффенгольц К. Н. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджинского района АзССР. «Изв. Геол. ком.», 1929, т. XLVIII, № 3.

Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. «Зап. Российск. минер. о-ва», 11 сер., 1931, ч. X, № 2.
Паффенгольц К. Н. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. «Тр. ВГРО», 1934, вып. 219.
Паффенгольц К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. «Зап. Всес. Минер. о-ва», 1938, ч. LXVII, вып. 2.
Пустовалов И. Ф. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. «Тр. ЦНИГРИ», 1936, вып. 83.
Пчелинцев В. Ф. Фауна юры и нижнего мела Крыма и Кавказа. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1927, вып. 172.
Пятницкий П. П. Геологические исследования в Центральном Кавказе. «Мат-лы для геологии России», 1904, т. XXI; 1905, т. XXII.
Рейнгард А. Л. Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенениям Альп и Алтая. «Тр. II Межд. конгр. ИНКВА», 1933, вып. II.
Рейнгард А. Л. К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. «Тр. Сов. секц. ИНКВА», 1935, вып. I.
Рейнгард А. Л. Стратиграфия ледникового периода Альп по Бэку и Пэнку и оледенение Кавказа. «Мат-лы по четверт. периоду». Изд-во АН СССР, М., 1936.
Рейнгард А. Л. История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Геогр. о-ва, 1925, т. LVII, вып. 2.
Ренгартен В. П. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. «Тр. III Всес. съезда геологов в 1928 г. в Ташкенте», 1930.
Ренгартен В. П. Горная Ингушетия. «Тр. ГГРУ», 1931, вып. 63.
Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. «Тр. ВГРО», 1932, вып. 148.
Ренгартен В. П. Общий очерк тектоники Кавказа. «Тр. 17 сессии Межд. геол. конгр.», 1939, т. II.
Робинсон В. Н. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейна рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. «Тр. ВГРО», 1932, вып. 226.
Рябинин А. Н. Геологические исследования в Ширакской степи и ее окрестностях «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1913, вып. 93.
Симонович С. К геологии Тифлисской губернии. «Мат-лы для геологии Кавказа», сер. III, 1902, кн. 4.
Соловьев С. П. Кристаллические сланцы Главного Кавказского хребта и их генезис. «Сов. геология», 1939, № 8.
Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестанты и Сакашиль. «Тр. ЦНИГРИ», 1938, вып. 103.
Сорокин А. И. Геологическое описание частей Горийского и Душетского уездов Тифлисской губернии Шорапанского уезда Кутаисской губернии. «Мат-лы для геологии Кавказа», сер. I, 1880, кн. 9 и 10.
Субботина Н. Н. Стратиграфия нижнего палеогена и верхнего мела Северного Кавказа по фауне фораминифер. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1936, вып. 96.
Ульянов А. В. Геологические исследования в пределах планшета XXIX-40 Ширакского района. «Тр. Нефт. геол.-разв. ин-та», сер. А, 1932, вып. II.
Успенская Н. Ю. Новые данные по стратиграфии и тектонике полосы нефтяных месторождений Дагестана. «Тр. Сев.-Кавк. конф. геол-нефт.», 1934, вып. 6.
Федынский В. В. Аномалии силы тяжести в Азербайджане. Изд. треста Азнефтеразведка, Баку, 1936.
Цулукидзе Г. К геологии Тифлисской губернии. Геологические исследования в области речных долин Алгетки и Храма. «Мат-лы для геологии Кавказа», сер. II, 1887, кн. 1.
Чарноцкий С. И. Геологические исследования Кутаисского нефтеносного района. «Тр. Геол. ком.», нов. сер., 1911, вып. 9; 1909, вып. 47; 1914, вып. 91; 1916, вып. 128.
Шатский Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяных месторождений Миатлы и Дылым (Сев. Дагестан) «Тр. Гос. исслед. нефт. ин-та», 1929, вып. 4.
Шатский Н. С. и Вебер В. В. Миоцен юго-восточного окончания Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1931, вып. 3—4.
Шатский Н. С., Жуков М. М., Милановский Е. В., Руженцев В. Е. Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1929, вып. 1—2.
Шатский Н. С., Меннер В. В. О стратиграфии палеогена Восточного Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1927, т. V, вып. I.
Швецов М. С. Палеоценовые и смежные с ними слои Сухуми, ст. I. «Тр. Геол. на-

учн.-исслед. ин-та при физ.-мат. ф-те I МГУ», 1929, вып. 2, ст. 2; «Бюл. МОИП», отд. геол., 1932, вып. 2.
Щукин И. С. Очерк геоморфологии Кавказа. I. «Большой Кавказ», М., 1926.
Эйфельд И. И. Геогностическое описание гор Грузинского края или области, принадлежащей России, между Черным и Каспийским морями, с показанием залегающих в них полезных минералов и состояния горной производительности, в сем крае существующей. «Горн. журн.», 1828, тт. VII, VIII.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ IV[1]

Палеозойская группа

Абрамян М. С. Брахиоподы верхнефаменских и этренских отложений юго-западной Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1957.
Аракелян Р. А. Стратиграфия палеозойских отложений юго-западной Армении и прилежащих частей Нахичеванской АССР. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1952.
Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, 1957, т. X, № 5—6.
Баранов И. Я. и Масуренков Ю. П. О соотношении интрузивных комплексов на Западном Кавказе (реки Шахе и Белая). «Уч. зап. Ростовск. н/Дону ун-та», 1955, т. 32, вып. 6.
Белов А. А. Новые данные по стратиграфии красноцветной толщи нижней перми центральной части Сев. Кавказа. «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 12.
Бочковой Ю. Д. Геолого-петрографическая характеристика метаморфических сланцев бассейнов рек Урупа и Лабы на Северном Кавказе. Автореферат канд. дис. 1954.
Бурштар М. С. О возрасте и региональной структуре складчатого основания Восточного Предкавказья. В прил. к № 8 «Геология нефти» за 1958 г. «Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Предкавказья».
Дубинский А. Я. Нижнепермские карбонатные отложения Восточного Предкавказья. ДАН СССР, 1960, т. 133, № 6.
Дубинский А. Я. К вопросу о происхождении Донецкого бассейна. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 14.
Дубинский А. Я. Девон складчатого основания Предкавказья. «Геология нефти и газа», 1960, № 5.
Дьяконова-Савельева Е. И. Генезис и стратиграфическое положение красноцветной толщи Северного Кавказа в связи с находкой высших фузулинид. «Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт.», 1951, т. 68, вып. 2.
Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа. «Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». «Тр. Кавказск. экспедиции ВАГТ и МГУ», т. 2. Ставрополь, 1960.
Кизевальтер Д. С., Белов А. А., Милановский Е. Е., Ломизе М. Г. Новые данные о возрасте нижнекаменноугольной толщи центральной части Северного Кавказа. ДАН СССР, 1958, т. 119, № 1.
Кизевальтер Д. С. и Розанов А. Ю. К вопросу о возрасте среднепалеозойских известняков центральной части Северного Кавказа. ДАН СССР, 1959, т. 128, № 5.
Крестников В. Н. и Робинсон В. Н. К вопросу о палеозое Сев. Кахетии. ДАН СССР, 1955, т. 105, № 5.
Круглов С. С. Континентальные пермские отложения бассейнов рек Лабы и Белой на Северном Кавказе. Автореф. канд. дис. Черновцы, 1955.
Круглов С. С. К вопросу о стратиграфическом положении пермской красноцветной толщи Северного Кавказа. «Тр. по геол. и полезн. ископ. Северного Кавказа», вып. IX. Ставрополь, 1959.
Кузнецов С. С. и Миклухо-Маклай А. Д. О присутствии девона на южном склоне Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, 1955, т. 104, № 6.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. Новые данные по нижнему палеозою северо-восточной части Малого Кавказа. ДАН СССР, 1950, т. 71, № 4.
Летавин А. И. и Крылов Н. А. О переходном комплексе Предкавказья. ДАН СССР, 1959, т. 125, № 4.
Летавин А. И. Краткая литолого-петрографическая характеристика пород фундамента Предкавказья. «Тр. МИНХГП им. Губкина», 1960, вып. 27.
Масленников Д. В. Новые данные по стратиграфии и фауне пермских отложений Северного Кавказа. «Тр. ВСЕГЕИ», палеонт. и стратиграфия, 1952.
Мельников В. А. Новые данные о палеозое Северо-Западного Кавказа. «Бюл. научно-техн. информации Мин. геол. и охр. недр СССР», 1959, № 4 (21).

[1] Литература по вулканизму и эффузивам различного возраста см. также в разделе «Магматизм».

Миклухо-Маклай К. В. Фораминиферы верхнепермских отложений Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, М., 1954.
Миклухо-Маклай К. В. О возрасте некоторых конгломератовых толщ Северного Кавказа. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1955, вып. 9.
Миклухо-Маклай К. В. Верхнепермские отложения Северо-Западного Кавказа. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 14.
Миклухо-Маклай К. В. Новые данные по стратиграфии пермских отложений Северо-Западного Кавказа. ДАН СССР, 1956, т. 108 № 3.
Мстиславский М. М. Условия формирования отложений нижней красноцветной свиты нижней перми Северного Кавказа (междуречье рек Теберды и Белой). «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 10.
Пермяков В. В. К вопросу о распространении известняков нижнего карбона на Северном Кавказе. «Тр. Донецк. индустр. ин-та», 1954, вып. I.
Погребнов Н. И. Средний и верхний карбон Кубано-Лабинского района на Северном Кавказе. «Тр. Лаб. геол. угля АН СССР», 1956, вып. 6.
Робинсон В. Н. Очерк стратиграфии палеозоя Северного Кавказа. Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. Госгеолиздат, М., 1946.
Самохин А. А. Геология метаморфического комплекса зоны Передового хребта в бассейне р. Лабы (Северо-Западный Кавказ). Автореф. канд. дис. МГУ, 1959.
Славин В. И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилежащих частей Главного Кавказского хребта. «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 6.
Славин В. И. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта. ДАН СССР, 1960, т. 134, № 5.
Схиртладзе Н. И. Новые данные о верхнем палеозое Храмского массива. ДАН СССР, 1960, т. 130, № 4.
Цибовский Н. И. Палеозой Центрального Предкавказья. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 14.
Чихелидзе С. С. Доюрские формации Грузии. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», сер. минер. и петрогр., 1948, т. I.

Триасовая система

Букия С. Г. Новые данные о возрасте десской свиты. ДАН СССР, 1959, т. 124, № 3.
Дагис А. С. Норийские брахиоподы Северо-Западного Кавказа. Автореф. канд. дис. МГУ, 1959.
Назарян А. Н. Верхнетриасовые отложения у сел. Джерманис Армянской ССР и связанная с ними угленосность. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 2.
Робинсон В. Н. Триас Кавказа. В сб.: «Тр. Всес. совещ. по разработке унифицир. схемы стратигр. мезоз. отложений Русской платформы». Гостоптехиздат, М., 1956.
Ростовцев К. О. Некоторые новые данные о стратиграфии триасовых отложений Нахичеванской АССР. ДАН СССР, 1958, т. 123, № 1.
Ростовцев К. О. К вопросу о стратиграфии триасовых отложений Западного Кавказа. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1960, вып. 3.
Садыков А. М. К стратиграфии триаса Нахичеванской АССР. ДАН АзССР, 1953, т. 9, № 2.
Славин В. И. О нахождении триасовых отложений на южном склоне Большого Кавказа. ДАН СССР, 1957, т. 117, № 3.

Юрская система. Нижний и средний отделы

Ажгирей Г. Д. О возрасте кератофирового горизонта и геологической структуре Горной Осетии. «Сов. геология», 1941, № 6.
Ажгирей Г. Д. Материалы по стратиграфии нижней и средней юры Северной Осетии. «Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Северо-Западного Кавказа». «Тр. Кавказской экспедиции ВАГТ и МГУ», 1960, т. 2.
Азарян Н. Р., Акопян В. Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении. ДАН АрмССР, 1959, т. 28, № 2.
Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1949.
Безбородов Р. С., Гофман Е. А., Рихтер В. Г. Условия залегания байосских отложений в пределах Северо-Западного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 1.
Безбородов Р. С. Литология верхнелейасовых и среднеюрских отложений центр. части сев. склона Кавказа. «Тр. КЮГЭ», 1961, вып. 6.

Безносов Н. В., Казакова В. П., Леонов Ю. Г., Панов Д. И. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. «Мат-лы по геологии газоносных районов СССР». «Тр. ВНИИГаз», 1960, вып. 10 (18).

Белоусов В. В. и Трошихин Б. М. Краткий геологический очерк района рек Пшехи и Белой в Северо-Западном Кавказе. «Зап. Всерос. минерал., о-ва», 1937, ч. 66, вып. 4.

Букия С. Г. О нижнем лейасе в северо-западной части Абхазии. ДАН СССР, 1954, т. 99, № 6.

Букия С. Г. О нижнеюрских отложениях в бассейне реки Окуми (Абхазия). ДАН СССР, 1955, т. 100, № 1.

Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. «Тр. ЦНИГРИ», 1935, вып. 25.

Вассоевич Н. Б. О стратиграфии мезозойских отложений флишевой зоны юго-восточного Кавказа. «Тр. Ленингр. о-ва естествоиспытателей», 1951, т. 68, вып. 2.

Гасанов Т. А. Фауна и стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахынджачая и Кюракчая. Автореф. канд. дис. АН АзССР, 1954.

Голубятников В. Д. Новые данные по стратиграфии нижней юры Восточного Кавказа. «Зап. Всерос. минерал. о-ва», 1940, ч. 69, вып. 2—3.

Живаго Н. В. Стратиграфия среднеюрских отложений Дагестана. Автореф. канд. дис. ВНИИГаз, 1956.

Живаго Н. В. Материалы к стратиграфии нижне- и среднеюрских отложений, развитых на территории междуречья Кубани и Урупа. «Мат-лы по геологии газоносных районов СССР». «Тр. ВНИИГаз», 1960, вып. 10 (18).

Зесашвили В. И. Геология части бассейна р. Поладаури. Авторефер. канд. дис. Ин-т геол. и минерал. АН ГрузССР, 1952.

Касимова Г. К. Ааленский ярус Таирджалчая Присамурского района Азербайджана. «Изв. АН АзССР», сер. геол.-геогр. наук, 1958, № 1.

Кахадзе И. Р. Грузия в юрское время. Изд-во АН ГрузССР, 1947.

Кахадзе И. Р., Цагарели А. Л., Нуцубидзе К. Ш., Зесашвили В. И. Геологическое строение полосы юрских угленосных отложений Северного Кавказа между реками Малкой и Большим Зеленчуком. «Тр. Лаб. геол. угля АН СССР», 1956, вып. 6.

Конюхов И. А., Крымгольц Г. Я. и Безбородов Р. С. К стратиграфии среднеюрских отложений Дагестана. «Уч. зап. ЛГУ», геол. науки, 1956, вып. 1.

Конюхов И. А. Опыт изучения мезозойских отложений Восточного Предкавказья. ГОНТИ, М., 1958.

Конюхов И. А. Литология мезозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с их нефтегазоносностью. «Тр. КЮГЭ», 1959, т. 2.

Крестников В. Н. К стратиграфии сланцевой юры Восточного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1944, № 6.

Крымгольц Г. Я. Материалы к стратиграфии и фауне нижней и средней юры Кавказа. «Уч. зап. ЛГУ», сер. геол., 1953, № 3.

Кузнецов С. С. Геология северной юрской депрессии в Дигоро-Осетинской части Большого Кавказа. Изд-во ЛГУ, 1947.

Леонтьев Л. Н. К стратиграфии юрских отложений Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1950, № 2.

Мацкевич М. М. Юрские отложения Грозненской нефтеносной области и сопредельных районов. «Тр. ГрозНИИ», 1958, вып. 3.

Пилюченко Г. Е. К стратиграфии юрских отложений бассейнов рек Урупа и Кубани. Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. Госгеолиздат, М., 1946.

Ренгартен В. П. Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. «Тр. ВГРО», 1932, вып. 148.

Ренгартен В. П. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Кабардинской АССР. В кн.: «Природные ресурсы Кабардинской АССР». Изд-во АН СССР, М., 1946.

Ренгартен Н. В. и Старостина З. М. Геолого-литологические исследования лейасовых отложений на северном склоне Центрального Кавказа. В сб.: «Геология и полезн. ископаемые средней части Северного Кавказа». Изд-во АН СССР, М., 1956.

Ростовцев К. О. К стратиграфии юрских отложений Нахичеванской АССР. «Тр. Азерб. индустр. ин-та», 1957, вып. 16.

Ростовцев К. О. К вопросу о возрасте угленосной свиты междуречья Кубани и Урупа. «Тр. Краснодар. фил. ВНИИ», 1960, вып. 3.

Ростовцев Н. Н. О геологической истории юрского периода в восточной части Большого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 3.
Фролов В. Т. Стратиграфическое положение и возраст юрских угленосных отложений Дагестана. «Сов. геология», 1959, № 9.
Хаин В. Е. Разрез и фации мезозоя юго-восточного Кавказа по данным новейших исследований. «Тр. Ин-та геол. АН АзССР», 1947, т. XIII.
Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Касимова Н. М. К стратиграфии средней юры юго-восточного Кавказа. ДАН СССР, 1955, т. 100, № 5.
Цагарели А. Л., Зесашвили В. И., Нуцубидзе К. Ш. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений бассейнов Урупа и Б. и М. Лабы. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР». Тбилиси, 1959.
Шарданов А. Н. и Хаин В. Е. Новые данные о мезозойских вулканогенных толщах юго-восточной части Большого Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1957, вып. 1.
Ярошенко О. П. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 6. «Дочетвертичная микропалеонтология». Гостоптехиздат, М., 1960.

Юрская система. Верхний отдел

Абдулкасумзаде М. Р. Фауна и стратиграфия верхнеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Автореф. канд. дис. АН АзССР, 1955.
Безбородова И. В. Литология верхнеюрской карбонатной толщи Северо-Западного Кавказа (междуречье Кубань — Белая). «Тр. КЮГЭ», 1951, вып. 6.
Григорьянц Б. В. и Алиев Х. Ш. О переходе от юры к мелу на юго-восточном Кавказе. «Изв. АН АзССР», сер. геол.-геогр. наук, 1960, № 1.
Логинова Г. А. Келловейские отложения западной и центральной частей северного склона Кавказа. «Тр. ВНИИГаз», 1959, вып. 7.
Оленин В. Б., Соколов Б. А. О возрасте пестроцветной свиты Мегрелии и Восточной Абхазии. «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 8.
Хаин В. Е., Афанасьев С. Л., Бурлин Ю. К., Гофман Е. А., Ломизе М. Г., Рихтер В. Г. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа (Туапсинское и Лазаревское пересечения). «Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа». «Тр. Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ», т. 2. Ставрополь, 1960.
Химшиашвили Н. Г. Верхнеюрская фауна Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1957.

Меловая система. Нижний отдел

Акопян В. Т. К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр., 1958, № 1.
Алиев Р. А. Фауна и стратиграфия меловых отложений северного склона юго-восточного Кавказа (междуречье Тагирджалчая и Гильгильчая). Автореф. канд. дис. АН АзССР, 1957.
Алиев М. М., Халилов А. Г. Стратиграфия мезозойских отложений Азербайджана. «Тр. Ин-та геол. АН АзССР», 1958, т. XIX.
Атлас нижнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. В. В. Друщиц и М. П. Кудрявцев. Гостоптехиздат, М., 1959.
Бурлин Ю. К. Литолого-фациальные особенности нижнемеловых отложений С.-З. Кавказа и Зап. Предкавказья. «Тр. КЮГЭ», вып. 6, 1961.
Друщиц В. В. Нижнемеловые аммониты Крыма и Северного Кавказа. Изд-во МГУ, 1956.
Друшиц В. В. Нижнемеловые отложения центральной и западной части Северного Кавказа. «Мат-лы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа», т. 2. Ставрополь, 1960.
Друщиц В. В., Оленин В. Б., Соколов Б. А., Трохова А. А. Новые данные по стратиграфии нижнего мела центральной Абхазии. «Изв. вузов», геол. и разв., 1959, № 8.
Егоян В. Л. Некоторые вопросы стратиграфии нижнего мела северо-западного окончания Большого Кавказа. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1959, вып. II.
Кудрявцев М. П. Валанжин Дагестана. «Тр. ВНИИГаз», 1958, вып. 4 (12).
Луппов Н. П. Нижнемеловые отложения Северо-Западного Кавказа и их фауна. «Тр. ВНИГРИ», 1952, вып. 65.

Мордвилко Т. А. Унифицированная схема стратиграфии нижнемеловых отложений Северного Кавказа и Предкавказья. В сб. «Тр. Всес. совещ. по выраб. унифицир. схемы стратигр. мезоз. отл. Русской платформы». Гостоптехиздат, М., 1956.
Мордвилко Т. А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья, ч. I. Изд-во АН СССР, М., 1960; ч. II, 1962.
Ренгартен В. П. Палеонтологическое обоснование стратиграфии мела Большого Кавказа. В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, М., 1951.
Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. «Региональная стратиграфия СССР», т. 6, 1959.
Халилов А. Г. Нижнемеловые отложения азербайджанской части Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, Баку, 1959.
Эристави М. С. Грузинская глыба в нижнемеловое время. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1952, т. VI (XI).
Эристави М. С. Нижнемеловая фауна Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1955.
Эристави М. С. и Егоян В. Л. Новые данные по стратиграфии нижнемеловых отложений Армянской ССР. ДАН АрмССР, 1955, т. X, № 3.

Меловая система. Верхний отдел

Алиев М. М. и Абдуллаев Р. Н. Меловые отложения междуречья Акстафачая и Храми. ДАН АзССР, 1956, т. 12, № 8.
Алиев Р. А. К палеонтологической характеристике верхнего мела Юго-Восточного Кавказа. ДАН СССР, 1960, т. 131, № 2.
Атабекян А. А. Стратиграфия меловых отложений бассейнов рек Агстев и Инджасу (Северная Армения). Автореф. канд. дис. Ереванск. ун-т — ВСЕГЕИ, 1954.
Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. Ред. М. М. Москвин. Гостоптехиздат, М., 1959.
Гроссгейм В. А. О датском ярусе южного склона Северо-Западного Кавказа. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 5. Изд-во АН СССР, 1960.
Дробышев Д. В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на Северном Кавказе. «Тр. ВНИГРИ», 1951, вып. 42.
Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1955.
Захарова Л. В. Стратиграфия верхнемеловых отложений Грозненской области, Северной Осетии и Кабарды. «Тр. Геол. музея АН СССР», 1957, вып. I.
Качарава И. и Качарава М. Датский ярус и его сопоставление с аналогичными образованиями Средиземноморской области. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 5. Изд-во АН СССР, 1960.
Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. «Тр. ГИН АН СССР», 1947, вып. 48.
Москвин М. М. Стратиграфия верхнемеловых отложений Центрального Предкавказья. В сб. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, М., 1951.
Москвин М. М. и Семихатов М. А. Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 10.
Москвин М. М. и Найдин Д. П. Датские и пограничные с ними отложения Крыма, Кавказа, Закаспийской области и юго-восточной части Русской платформы. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 5. Изд-во АН СССР, 1960.
Москвин М. М. и Павлова М. М. Нижний турон на Северном Кавказе. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1960, т. 35, вып. 5.
Ренгартен В. П. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Северного Кавказа и проблема выработки унифицированной стратиграфической шкалы. В сб. «Тр. Всес. совещ. по разраб. унифицир. схемы стратиграфии мезоз. отложений Русской платформы». Гостоптехиздат, М., 1956.
Султанов А. Д., Исмайлов К. А., Таиров Ч. А. Расчленение верхнего мела Дибрарской флишевой зоны. «Сов. геология», 1960, № 5.
Халафова Р. А. Нижнетуронские отложения Нахичеванской АССР. «Тр. Азерб. индустр. ин-та», 1956, вып. 15.
Халафова Р. А. Верхний турон — нижнеконьякские отложения Нахичеванской АССР. «Тр. Азерб. индустр. ин-та», 1957, вып. 18.
Халафова Р. А. Верхний коньяк-сантонские отложения Нахичеванской АССР. «Тр. Азерб. индустр. ин-та», 1957, вып. 19.
Халилов Д. М. Датский ярус Азербайджана. XXI сессия МГК. Доклады сов. геологов, проблема 5, 1960.

Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1954.
Шарданов А. Н., Пекло В. П. Верхний мел северного крыла Северо-Западного Кавказа. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1960, вып. 3.

Палеоген, нижний миоцен (и третичные отложения в целом)

Абовян С. Б. К стратиграфии эоценовых отложений с.-в. побережья оз. Севан. ДАН АрмССР, 1956, т. 23, № 1.
Азизбеков Ш. А. Фации и мощности нижнего и среднего эоцена Ордубадского синклинория. «Изв. АН АзССР», сер. геол.-геогр. наук, 1959, № 1.
Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Эоценовые отложения ю.-з. части Конгуро-Алангезского хр. «Изв. АН АзССР», 1947, № 11.
Алиев А. Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Азнефтеиздат, 1949.
Ализаде А. А. Майкопская свита Азербайджана и ее нефтеносность. Азнефтеиздат, 1945.
Ализаде А. А. Палеогеновые отложения Азербайджана. Азнефтеиздат, 1947.
Ализаде К. А. Материалы к изучению майкопских отложений Азербайджана. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Ализаде К. А. и Халилов Д. М. Палеогеновые отложения Азербайджана. «Тр. конф. по вопросам региональной геологии Закавказья». Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
Атабекян А. А. Открытие среднеэоценовых вулканогенных отложений в Казахском районе АзССР. ДАН АрмССР, 1953, т. 16, № 3.
Багманов М. В. Эоценовые отложения Горного Талыша (биостратиграфия). Автореф. канд. дис. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1958.
Булейшвили Д. А., Вахания Е. К. Схема стратиграфии третичных отложений Грузии. «Тр. ВНИГРИ», 1959, вып. XV.
Варенцов М. И. и Мордовский В. Т. Геологическое строение северного борта Гори-Мухранской депрессии. Изд-во АН СССР, М., 1954.
Вахания Е. К. Стратиграфия и нефтеносность майкопской свиты Гурии. «Новости нефт. техники, геол.», 1956, № 4.
Вахания Е. К. Стратиграфия и перспективы нефтегазоносности майкопской свиты Грузии. «Тр. ВНИГНИ», 1959, вып. XV.
Вахания Е. К. О стратиграфии нижнепалеогеновых отложений Мегрелии и смежных районов Абхазии и Имеретии. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Вегуни А. Т. Об олигоцене южной Армении. «Сб. научных трудов Ереван. политехн. ин-та», геология, 1956, вып. 3, № 13.
Вегуни А. Т. и Мкртчан К. А. О верхнеэоценовой трансгрессии в Армении. «Тр. Упр. геол. и охр. недр АрмССР», № 2. Ереван, 1959.
Вегуни А. Т. и Птухян А. Е. Опыт расчленения верхнеэоценовых отложений бассейна р. Арпа по нуммулитам. «Тр. Упр. геологии и охр. недр АрмССР», № 2. Ереван, 1959.
Волкова Н. С. К вопросу о стратиграфии и фаунистической характеристике майкопских отложений Центрального Предкавказья. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 14.
Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. «Тр. конф. по вопросам регион. геологии Закавказья». Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
Габриелян А. А. Третичные отложения Армении. Автореф. докт. дис., 1954.
Габриелян А. А. Схема деления палеогена Армении. ДАН СССР, 1955, т. 105, № 4.
Габриелян А. А. Семь нуммулитовых горизонтов в палеогеновых отложениях Армении. ДАН АрмССР, 1957, т. 25, № 3.
Габриелян А. А. Корреляция разрезов третичных отложений Армении и смежных областей Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, 1958, № 2.
Габуния Л. К. О своеобразном представителе Indricotheriidae из олигоцена Грузии. ДАН АрмССР, 1955, т. XXI, № 4.
Габуния Л. К. О халикотерии из эоцена юга Грузии. ДАН СССР, 1957, т. 116, № 1.
Гроссгейм В. А. Палеоцен и эоцен флишевой зоны южного склона Северо-Западного Кавказа. «Изв. вузов», геол. и разв., 1959, № 1.
Гроссгейм В. А. Палеоген Северо-Западного Кавказа. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1960, вып. 4.
Джанелидзе А. И., Схиртладзе Н. И. и Рубинштейн М. М. Конгломераты запутанного напластования среднего эоцена окрестностей Тбилиси. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1955, т. IX (XIV).

Джанелидзе О. И. О фораминиферах нижнего миоцена Грузии. ДАН СССР, 1954, т. 95, № 5.
Дзвелая М. Ф. Схема стратиграфии майкопских отложений Мегрелии. «Бюл. Грузнефти», 1947, № 2.
Дзвелая М. Ф. О среднем олигоцене Гурии. ДАН СССР, 1956, т. 106, № 2.
Дмитриева Р. Г., Сомов В. Д., Богданович А. К. Алкунский горизонт и его стратиграфическое значение. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 8.
Жижченко Б. П. Материалы к разработке унифицированной схемы деления кайнозойских отложений юга Европейской части СССР и Северного Кавказа. Вопросы геологии и геохимии нефти и газа. «Тр. ВНИИГаз», М., 1953.
Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. Гостоптехиздат, М., 1958.
Качарава И. В. Новые данные по палеогену Грузии. «Тр. конф. по вопросам региональной геологии Закавказья». Изд-во АН ГрузССР, Баку, 1952.
Качарава И. В. Успехи стратиграфической палеонтологии в Грузии (в области изучения палеогеновых отложений). «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1953, т. VII (XII).
Качарава И. В. Приабонский ярус Ахалцихского района. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1955, т. IX (XIV), вып. I.
Качарава И. В. Палеоген Карталинской депрессии и смежных с нею районов. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1955, т. VIII (XII).
Карачава И. В. Сопоставление палеогеновых отложений Грузии, Азербайджана и Армении. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1957, т. X (XV).
Касумова Г. М. Остатки ископаемых растений в морских майкопских отложениях с.-в. предгорий Малого Кавказа и их значение для корреляции. ДАН АзССР, 1957, т. 8, № 7.
Кашкай М. А., Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш. К стратиграфии палеогена верховьев рек Акеры и Тертер и смежной части бассейна оз. Севан. «Изв. АН АзССР», 1950, № 3.
Коробков И. А. Моллюски среднего эоцена Северного Кавказа и условия их обитания. «Уч. зап. ЛГУ», сер. геол., 1955, № 189.
Леонов Г. П. Опыт естественного стратиграфического деления нижнепалеогеновых отложений Центрального Предкавказья. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 3.
Леонов Г. П. Соотношение палеоцен-нижнеэоценовых отложений Русской плиты и Северного Кавказа. «Сов. геология», 1960, № 3.
Мамедов Т. А. Палеогеновые отложения Нахичеванской АССР. «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 9.
Мревлишвили Н. И. Фауна и стратиграфия палеогена Душетского р-на. Автореф. канд. дис. Ин-т геол. и минер. АН ГрузССР. Тбилиси, 1954.
Мчедлишвили П. А. О возрасте угленосных отложений Дилижанского района Армении. ДАН СССР, 1959, т. 124, № 2.
Пантелеев Ф. П. Геологическое строение и газоносность южных Ергеней. Гостоптехиздат, М., 1947.
Победина В. М., Ворошилова А. Г., Аракелова Н. А. К стратиграфии олигоцен-миоценовых отложений Прикаспийского района. «Тр. Азерб. НИИ по добыче нефти», 1956, вып. 4.
Попхадзе М. В. Нуммулиты палеогенового флиша Триалетского хребта. «Тр. сект. палеобиол. АН ГрузССР», 1956, т. III.
Ренгартен В. П. Стратиграфия мезозойских и кайнозойских отложений Кабардинской АССР. В сб. «Природные ресурсы Кабардинской АССР». Изд-во АН СССР, М., 1946.
Ренгартен В. П., Морозова В. Г., Мехтиев Ш. Ф., Байрамов А. С. Вопросы геологии Талыша. Изд-во АН СССР, М., 1958.
Субботина Н. Н. Микрофауна нефтяных месторождений Кавказа, Эмбы и Средней Азии. «Сб. работ ВНИГРИ». Л., 1947.
Султанов К. М., Ализаде К. А., Халилов Д. М. Вопросы геологии Талыша. Изд-во АН СССР, М., 1958.
Саакян-Гезалян Н. А. Фораминиферы третичных отложений Ереванского бассейна. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1957.
Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Автореф. канд. дис. Ереванский гос. ун-т и ИГН АН АрмССР, 1959.
Саркисян С. Г. и Шаповалова Г. А. Петрография майкопских и сарматских отложений Восточной Грузии и палеогеография времени их образования. Изд-во АН СССР, М., 1952.
Султанов К. М., Агабеков М. Г. К стратиграфии кайнозойских отложений западного Азербайджана. «Тр. Ин-та геологии АН АзССР», 1956, т. 17.

Тезисы докладов совещания по разработке унифицированной стратиграфической шкалы третичных отложений Крымско-Кавказской области. Изд-во АН АзССР, Баку, 1955.
Ульянов А. В. Геологическая история Западной Грузии в третичное время. Изд-во АН СССР, М., 1954.
Хаин В. Е. О присутствии майкопской свиты на юго-восточном окончании Малого Кавказа. ДАН СССР, 1950, т. 72, № 5.
Хаин В. Е. и Ахмедов Г. А. Геологическое строение Азербайджанской ССР по данным опорного бурения. «Очерки по геологии СССР», т. 3. «Тр. ВНИГРИ», 1957, вып. 111.
Халилов Д. М. Микрофауна и стратиграфия палеогеновых отложений Азербайджана. Автореф. докт. дис. Ин-т геологии АН АзССР. Баку, 1957.
Шуцкая Е. К. Стратиграфия нижних горизонтов палеогена Центрального Предкавказья по фораминиферам. «Тр. ИГН АН СССР», 1956, вып. 164.
Шуцкая Е. К. Стратиграфия и фации нижнего палеогена Предкавказья. «Тр. ВНИГНИ». Гостоптехиздат, М., 1960.
Шуцкая Е. К. и Кузнецова К. И. Сопоставление «сероцвета» и «пестроцвета» Дагестана. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1953, вып. 6.
Щерик Е. А. Стратиграфия и фации третичных отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья. «Тр. ВНИГРИ». Гостоптехиздат, М., 1957.

Неоген

Авдусин П. П. Строение пород и фаций среднего плиоцена Восточного Закавказья. Ин-т нефти. Изд-во АН СССР, М., 1952.
Азизбеков Ш. А. О возрасте соленосной толщи Азербайджанской части Малого Кавказа. ДАН АзССР, 1951, т. 7, № 6.
Алексеева Л. И. Значение фауны млекопитающих армабирской свиты для стратиграфии континентальных толщ Северного Кавказа. «Тр. ГИН АН СССР», 1959, вып. 32.
Ализаде К. А. Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1954.
Алиев А. Г., Акаева В. П. Фациальные особенности и условия образования апшеронских отложений сев. Азербайджана. «Уч. зап. Азерб. ун-та», 1957, № 13.
Алиев А. Г., Даидбекова Э. А. Петрография майкопских отложений Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1953.
Амроян А. Е. Ереванский соленосный бассейн. «Тр. Арм. геол. упр.», 1957, № 1.
Асатрян А. А. Значение нуммулитовой фауны для стратиграфии третичных отложений Армении. «Тр. Арм. геол. упр.», 1957, № 1.
Асланов И. Н. К стратиграфии среднеэоценовых отложений окрестностей сс. Парага и Парадаш (Нах. АССР). ДАН АзССР, 1954, т. X, № 9.
Асланов И. Н. Новые виды и разновидности фауны моллюсков из нижнеолигоценовых отложений с.-в. предгорий Малого Кавказа. «Тр. Ин-та геол. АН АзССР», 1956, т. 18.
Асланян А. Т. Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. «Сб. научн. тр. Ерев. политехн. ин-та», 1954, № 8.
Асратян В. П. Основные литолого-петрографические черты отложений среднего эоцена Приереванского района. «Научн. тр. Ереванского гос. ун-та», 1955, т. 52.
Асратян В. П. Краткая литолого-петрографическая характеристика отложений верхнего эоцена Приереванского района. «Научн. тр. Ереванского гос. ун-та», 1957, т. 59.
Атлас среднемиоценовой фауны Сев. Кавказа и Крыма. Ред. Б. П. Жижченко. Гостоптехиздат, М., 1953.
Бендукидзе Н. С. О третичных кораллах окрестностей Еревана. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат., ест. и техн. наук, 1955, т. VIII, № 4.
Благонравов С. А. О некоторых чертах условий осадкообразования отложений хадумского горизонта и майкопской свиты с.-в. Кавказа. «Тр. Грозн. нефт. ин-та», 1955, № 16.
Букия С. Г. О палеогеографии Восточной Грузии в сарматское время. «Сов. геология», 1959, № 7.
Булейшвили Д. А. Геологическое строение межгорной депрессии Грузии и перспективы ее нефтеносности. «Очерки по геологии СССР», т. 3. «Тр. ВНИГРИ», 1957, вып. III.
Буряк В. Н. Миоценовые отложения Восточной Кубани. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1960, вып. 3.
Вассоевич Н. Б. Чокракско-караганская нефтеносная толща восточной части северного склона Кавказа. «Тр. КЮГЭ», вып. 3. Гостоптехиздат, Л., 1959.
Вахания Е. К. О стратиграфическом положении тарханского горизонта Западной Грузии. ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4.

Вахания Е. К. О возрасте колхидской серии. «Сообщ. АН ГрузССР», 1957, т. XVIII, № 3.
Векилов Б. Г. К вопросу о характере понтической фауны восточного Азербайджана. ДАН АзССР, 1953, т. 9, № 1.
Великовская Е. М. К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины. «Изв. вузов», геол. и разв., 1959, № 9.
Великовская Е. М. Верхнеплиоценовые континентальные отложения Кубанского прогиба. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1960, № 5.
Верещагин Н. К. К истории фауны позвоночных и развития ландшафтов Ставрополья в неогене. «Мат-лы по изуч. Ставроп. края», вып. 6. Ставрополь, 1954.
Вистелиус А. Б. и Миклухо-Маклай А. Д. Средний отдел продуктивной толщи Апшеронского полуострова и проблема ее генезиса. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1953, № 4.
Волкова Н. С. Неоген Центрального Предкавказья. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., 1956, вып. 14.
Ворошилова А. Г. Стратиграфия и фауна остракод миоценовых отложений Кобыстана. Автореф. канд. дис., Ин-т геол. АН АзССР, 1957.
Габриелян А. А. и Габуния Л. К. О находке остатков мастодонта в пестроцветной свите Нахичеванской АССР. ДАН АрмССР, 1959, т. XXVIII, № 4.
Гмид Л. П. К петрографии глинисто-карбонатных пород чокрака и карагана Грозненско-Дагестанской области. «Тр. ВНИГРИ», 1956, вып. 95.
Гроссгейм В. А. Разрез миоцена бассейна р. Зыбза (Северо-Западный Кавказ). ДАН СССР. 1956, т. 108, № 3.
Гроссгейм В. А. и Короткова К. Ф. Терригенно-минералогические провинции чокракского и караганского бассейнов на территории Северо-Западного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 5.
Гроссгейм В. А. Понтические отложения Западно-Кубанского прогиба. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Давиташвили Л. Ш. О развитии фаун Черноморского бассейна в течение плиоцена. «Сообщ. АН ГрузССР», 1957, т. 17, № 3.
Джанелидзе А. И. О свите позднетретичных конгломератов Кахетинского хребта. «Сообщ. АН ГрузССР», 1949, т. 10, № 3.
Исаакян С. А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных отложений западного Даралагеза. ДАН АрмССР, 1956, т. 22, № 2.
Климова Л. Т. О генезисе продуктивной толщи Прикаспийско-Кубинского района. «Тр. Ин-та нефти АН СССР», 1958, т. VII.
Колпиков Н. П. К вопросу об условиях осадкообразования в плиоценовых бассейнах. «Изв. вузов», «Нефть и газ», 1958, № 6.
Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. «Тр. ИГН АН СССР», 1954, вып. 153.
Криволуцкий А. Е. и Москвин М. М. Новые данные о миоценовых отложениях в Горном Дагестане. ДАН СССР, 1957, т. 114, № 2.
Лебедева Н. А. Стратиграфия континентальных неогеново-четвертичных отложений высокого правобережья р. Кубани от Армавира до Краснодара. «Тр. ГИН АН СССР», 1959, вып. 32.
Левинсон В. Г. и Шнейдер Г. Ф. К вопросу о возрасте и происхождении так называемой подакчагыльской толщи Восточного Предкавказья. ДАН СССР, 1955, т. 10, № 1.
Маслова И. В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины. «Тр. ВНИИГаз», 1960, вып. 10 (18).
Месропян А. И. Геологическое строение Армянской ССР и перспективы ее нефтеносности «Очерки по геологии СССР», т. 3. «Тр. ВНИГРИ», 1957, вып. 111.
Месропян А. И. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, 1959, № 1.
Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1952, № 4.
Милановский Е. Е. О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. ДАН СССР, 1960, т. 130, № 1.
Мчедлишвили П. А. Еще раз о возрасте годерзской флоры. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1954, вып. 1.
Мчедлишвили П. А. Новые данные о мэотических флорах Зап. Грузии. ДАН СССР, 1956, т. 107, № 6.
Назарян А. Н. Плиоценовые озерные отложения верховья р. Воротан. «Тр. Упр. геол. и охр. недр АрмССР», 1959, № 2.

Павлинова-Ильина Л. Б. Новые данные о фауне конкского горизонта. «Тр. ВНИГРИ», 1957, вып. 8.
Польстер Л. А. К истории геологического развития Восточного Предкавказья в сарматское время. Прил. к № 8 «Геология нефти». Гостоптехиздат, Л., 1958.
Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского р-на АрмССР. Диатомовый сборник. Изд-во ЛГУ, 1953.
Потапов И. И. О происхождении продуктивной толщи Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1954.
Радопуло Л. М. Сарматские пластинчатожаберные Армении. «Научн. труды Ерев. гос. ун-та», 1957, т. 59.
Родзянко Г. Н. Геологический очерк Азово-Кубанской впадины и возвышенности Ергеней. В кн. К. Н. Паффенгольца «Геол. очерк Кавказа». Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
Салаев С. Г. К вопросу о характере контакта продуктивной толщи и акчагыльского яруса в Азербайджане. «Тр. Ин-та геол. АН АзССР», т. 18. Баку, 1956.
Сеидов А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования майкопской свиты Азербайджана. Автореф. докт. дис., 1959.
Стеклов А. А. О фауне наземных гастропод неогеновых отложений Восточного Предкавказья. «Вестн. МГУ», сер. биол., геол., геогр., почв., 1959, № 2.
Сузин А. В. Остракоды третичных отложений Северного Предкавказья. Гостоптехиздат, М., 1956.
Султанов А. Д. Литология продуктивной толщи Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1949.
Султанов К. М. Стратиграфия и фауна верхнего миоцена восточного Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1953.
Султанов К. М. Неогеновые отложения Азербайджана. «Тр. конф. по вопросам регион. геологии Закавказья». Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
Султанов К. М. Стратиграфическое подразделение апшеронского яруса. «Уч. зап. Азерб. гос. ун-та», 1957, № 12.
Тахтаджан А. Л. и Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканических толщ и пресноводных отложений плиоцена и плейстоцена Малого Кавказа. ДАН АрмССР, 1948, т. VIII, № 5.
Узнадзе М. Д. Флора годерзской свиты. «Сообщ. АН ГрузССР», 1946, т. 7, № 7.
Узнадзе М. Д. Сарматская флора Грузии. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1955, т. VIII (XIII).
Харатишвили Г. Д. Фауна сакараульского горизонта и ее возраст. «Тр. Ин-та геологии и минер. АН ГрузССР», 1952, т. IV.
Челидзе Г. Ф. Новые данные о понтической фауне Черноморско-Каспийской области. ДАН СССР, 1953, т. 91, № 1.
Челидзе Г. Ф. Новые данные о куяльницких отложениях Абхазии. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Шнейдер Г. Ф. Фауна остракод неогеновых и четвертичных отложений Восточного Предкавказья и ее стратиграфическое значение. «Тр. КЮГЭ АН СССР», вып. 3. Гостоптехиздат, Л., 1959.
Эберзин А. Г. Взаимоотношения плиоценовых фаун пластинчатожаберных моллюсков Эвксина и Каспия. ДАН СССР, 1955, т. 110, № 2.

Четвертичная система

Авакян Л. А. Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
Боганик Н. С. К познанию четвертичных образований Восточного Предкавказья. «Тр. МГРИ», 1948, т. XXIII.
Богачев В. В. Картины первобытной природы Апшерона (Бинагады). Изд-во Азерб. фил. АН СССР, Баку, 1940.
Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1948.
Вахания Е. К. О возрасте колхидской серии. «Сообщ. АН ГрузССР», 1957, № 3.
Векилов Б. Г. Четвертичные отложения Прикаспийского района Азербайджана. «Тр. Ин-та геол. АН АзССР», 1958, т. 18.
Векуа А. К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки. ДАН СССР, 1959, т. 127, № 2.
Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е. К вопросу о стратиграфии четвертичных лав М. Кавказа. Сб. «Памяти А. Н. Мазаровича». Изд. МОИП, 1953.
Великовская Е. М. и Кожевников А. В. О происхождении мореноподобных

толщ в долинах Терека, Гизельдона и Уруха. «Вестн. МГУ», сер. геол., геогр., биол., почв., 1959, № 4.
Верещагин Н. К. Млекопитающие Кавказа. Изд-во АН СССР, 1959.
Габриелян А. А. О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. ДАН АрмССР, 1958, т. XXVII, № 2.
Громов В. И. Палеонтологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. «Тр. ГИН АН СССР», 1948, вып. 64.
Горелов С. К. Закономерности строения речных пойм Предкавказья и их значение для анализа молодых тектонических движений. ДАН СССР, 1958, т. 123, № 6.
Дзвелая М. Ф. О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности. ДАН СССР, 1956, т. 106, № 3.
Думитрашко Н. В. О древнем оледенении Малого Кавказа. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1949, вып. 43.
Думитрашко Н. В. и Будагов Б. А. Древнее оледенение северного склона ю.-в. Кавказа. «Изв. АН АзССР», сер. геол. и геогр., 1958, № 4.
Иванова И. К. О возрасте травертинов г. Машук и их соотношениях с террасами Подкумка. «Бюл. комис. по изуч. четвертичного периода АН СССР», 1947, № 9.
Кадильников И. П. Вулканы Приказбекского района и Кельского нагорья. «Уч. зап. МГПИ», 1955, т. 39.
Кахадзе И. Р. и Мшвениерадзе Д. М. К вопросу о погруженных черноморских террасах. «Сообщ. АН ГрузССР», 1951, № 7.
Ковалев П. В. Геоморфологические исследования в Центральном Кавказе. Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1957.
Косов Б. Ф. Следы древнего оледенения на северном склоне Большого Кавказа. «Вестн. МГУ», сер. геол., 1952, № 2.
Кушев С. Л. Геоморфологические наблюдения в Центральном Кавказе. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», 1952, т. 51.
Маруашвили Л. И. Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1956.
Мкртчан К. А. О памбакском комплексе млекопитающих. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1958, № 4.
Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. «Тр. МГРИ», 1948, т. XXIII.
Олюнин В. Н. К истории оледенения ю.-в. горной части Кабардинской АССР. «Тр. Ин-та геогр.», 1953, т. 58.
Панов Ю. Н. О террасах р. Кубани. «Тр. Гидропроекта». «Инж. геология», 1960, сб. 33.
Пламеневский Л. Н. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Северного Кавказа. «Тр. Сев.-Кавказск. горно-металлург. ин-та», вып. 4. Дзауджикау, 1948.
Попов Г. И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1955, № 2.
Сардарян С. А. Палеолит в Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1954.
Сафронов И. Н. Опыт стратиграфической корреляции четвертичных отложений Центрального Предкавказья. «Мат-лы по изуч. Ставроп. края», 1956, вып. 8.
Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области сев.-зап. Кавказа по данным изучения террас системы р. Кубани. «Сов. геология», 1957, сб. 54.
Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. Сб. «Побежденные вершины». Географгиз, М., 1949.
Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и геологическая история Каспийского моря. «Тр. ГИН АН СССР», 1957, вып. 10.
Федоров П. В. и Гептнер А. Р. К стратиграфии четвертичных отложений прибрежной полосы с.-в. Причерноморья. «Тр. ГИН АН СССР», 1959, вып. 32.
Церетели Д. В. Рельеф и четвертичные отложения Нижней Картли. «Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР», 1957, т. VIII.
Церетели Д. В. Следы оледенения четвертичного периода на южном склоне Лечхумского хребта. «Сообщ. АН ГрузССР», 1958, т. XX.
Церетели Д. В. Рельеф и четвертичные отложения левобережья р. Рионы (на груз. яз.). «Тр. Ин-та геогр. АН ГрузССР», 1959, т. X.
Щербакова Е. М. Древнее оледенение Приэльбрусья. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, 1958, № 2.
Эберзин А. Г. и Ивченко П. И. Карангатская и новоевксинская террасы г. Сочи и его окрестностей. ДАН СССР, 1947, т. 56, № 5.
Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Госгеолтехиздат, М., 1956.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ V

Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Кашкай М. А., Шихалибейли Э. Ш. Магматизм Азербайджана. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 13. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа «Сов. геология», 1958, № 7.

Адамян А. А. Туфы и туфолавы южных склонов массива г. Арагац. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат. ест.-техн. наук, 1951, т. 4, № 3.

Азизбеков Ш. А. Геология и петрография с.-в. части Малого Кавказа. Изд-во АН АзССР, Баку, 1947.

Азизбеков Ш. А. Этапы развития магматизма и рудообразования в подвижных зонах Малого Кавказа (на примере Нахичеванской складчатой области). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 5.

Азизбеков Ш. А. и Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии Ордубадского плутона и вмещающих его пород. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 6.

Азизбеков Ш. А. и Кашкай М. А. Магматизм и металлогения Азербайджана. «Тр. конф. по вопросам регион. геологии Закавказья». Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.

Азизбеков Ш. А. и Рустамов М. И. Позднеальпийские экструзии и интрузии бортовой зоны Нахичеванской впадины. «Изв. АН АзССР», сер. геол., геогр., 1958, № 4.

Амарян В. М. Амасийский габбро-перидотитовый массив. «Тр. Упр. геол. и охр. недр АрмССР», 1959, № 2.

Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. «Зап. Арм. отд. Всесоюзн. минер. о-ва», 1959, № 1.

Асланян А. Т., Вегуни А. Т., Исаакян С. А., Малхасян Э. Г. Миоплиоценовые экструзии Армянской ССР. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.

Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1958, вып. 20.

Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Сев.-Зап. Кавказа. «Тр. ГИН АН СССР», 1960, вып. 69.

Аянов В. М. Малые интрузии г. Джуга и бассейна рек Киши и Безымянной (Сев. Кавказ). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 10.

Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород Армянской ССР. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 2.

Баласанян С. И. К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. «Изв. АН АрмССР», 1955, т. VIII, № 3.

Баласанян С. И. Эволюция интрузивного магматизма армянской части М. Кавказа. ДАН СССР, 1957, т. 116, № 3.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, М., 1945.

Белянкин Д. С. и Петров В. П. Неоинтрузии Северной Осетии. Природные ресурсы Сев.-Осет. АССР. Изд-во АН СССР, М., 1950.

Борсук А. М. Геолого-петрографический очерк магматических пород междуречья рек Пшиш и Туапсинка на с.-з. Кавказе. «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 27.

Варданянц Л. А. Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (Центральный Кавказ). «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1956, вып. 8.

Варданянц Л. А. Основные изверженные породы западной части Казбекского диабазового пояса (Центральный Кавказ). «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1959, № 3.

Влодавец В. И. и Шаврова Н. И. Гора Кабарджин. «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», 1953, № 7.

Габриелян А. А., Исаханян Д. П., Адамян А. И., Бальян С. П. К стратиграфии верхнетретичных вулканогенных толщ Карабахского нагорья. «Научн. тр. Ерев. гос. ун-та», сер. геол., 1955, т. 52, № 2.

Демин А. М. Геологические соотношения интрузивных пород бассейна р. Хазнидон. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 8.

Демин А. М. Петротектоническое изучение гранитов Главного Кавказского хребта с целью металлогенических исследований. «Тр. ВАГТ», 1960, вып. 6.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минер. АН ГрузССР, монографии, № 1. Тбилиси, 1948.

Дзоценидзе Г. С. Петрографические провинции Закавказья. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 13. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Дзоценидзе Г. С. О вулканогенных формациях Грузии. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Еремеев В. П. К изучению неоинтрузий в районе оз. Кардывач. «Тр. ГИН АН СССР», 1947, вып. 84.
Ефремов Г. М. Два типа гранитоидов Главного хребта Кавказа и особенности их металлогении. «Сов. геология», 1941, № 2.
Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1945, № 1.
Заварицкий А. Н. Ингимбриты Армении. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 1.
Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его лавы. «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», 1953, № 7.
Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, М., 1959.
Исаакян С. А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах западного Даралагеза (Арм. ССР). ДАН АрмССР, 1957, т. 24, № 3.
Каденский А. А. Магматическая геология Передового хребта с.-з. Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1953.
Карапетян К. И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеза. ДАН АрмССР, 1959, т. XXVIII, № 1.
Кашкай М. А. Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд-во АН АзССР, Баку, 1947.
Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения). «Тр. Лабор. вулканологии АН СССР», 1953, № 7.
Керимов Г. И. К петрологии и металлогении Кедабек-Шамхор-Дашкесанской группы интрузивов Азербайджана. ДАН СССР, 1956, т. III, № 4.
Корженевский А. А. Серпентино-карбонатные породы бассейнов рек Б. Лабы и Джуорген (Сев. Кавказ). «Уч. зап. Саратовск. ун-та», вып. геол., 1955, т. XLVI.
Котляр В. Н. Памбак. Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1958.
Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. «Тр. ГИН АН СССР», 1951, вып. 131.
Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа. «Тр. ГИН АН СССР», 1950, вып. 113.
Леонтьев Л. Н. и Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на М. Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1951, № 5.
Ломизе М. Г. Новые данные по юрскому вулканизму Сев.-Зап. Кавказа. «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 5.
Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1957, № 4.
Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1958.
Масуренков Ю. П. Особенности эволюции кайнозойского вулканизма Эльбрусской области. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 6.
Месропян А. И. О генезисе четвертичных туфов Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат. и ест. наук, 1951, т. IV, № 4.
Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 10.
Милановский Е. Е. Новейший магматизм альпийской геосинклинальной области юга СССР (на примере Кавказа). «Сов. геология», 1960, № 4.
Милановский Е. Е. и Короновский Н. В. Геологическое строение и история формирования вулкана Эльбрус. «Мат-лы по регион. геологии СССР», 1960.
Мкртчан К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов артикского типа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 5.
Мкртчан К. А. и Адамян А. И. Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта. «Тр. Упр. геол. и охр. недр АрмССР», 1959, № 2.
Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд-во АрмССР, Ереван, 1958.
Мовсесян С. А. Интрузии центральной части Зангезурского хребта и связанные с ними полезные ископаемые. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1953.
Надирадзе В. Р. Зекарская неоинтрузия. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1954, № 3.
Павлинов В. Н. Формы и механизм образования малых интрузий типа лакколитов. Изд-во МГРИ, 1949.
Павлинов В. Н. Общие черты строения лакколитов района Кавказских Минеральных Вод. «Тр. МГРИ», 1948, т. XXIII.

Пастушенко Ю. Н. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1956, № 12.
Пазюк Л. И. и Хасин Р. А. Кварцевые порфиры с Малой Лабы на Северном Кавказе. «Научн. тр. Ерев. гос. ун-та», сер. геол. наук, 1952, т. 36.
Паффенгольц К. Н., Грушевой В. Г. Кавказ. Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. Госгеолтехиздат, М., 1958.
Петров В. П. Современное состояние вопроса о неоинтрузиях Кавказа и о зависимости оптических свойств минералов от их залегания. «Тр. ГИН АН СССР», 1955, вып. 165.
Петрография Азербайджана. Геология Азербайджана, т. 3. Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
Плошко В. В. Геологические соотношения изверженных пород с. Нижне-Тебердинского (Сев. Кавказ). «Тр. ИГЕМ АН СССР», 1960, вып. 27.
Путеводитель экскурсии Первого всесоюзного вулканического совещания, под ред. К. Н. Паффенгольца. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
Резников А. П. Спилито-кератофировые породы нижнеюрской вулканогенной свиты в вост. Дигории. «Уч. зап. Ростовск. н/Дону ун-та», 1948, т. XI, вып. 6.
Саркисян О. А. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1959, № 4.
Самохин А. А. Структурные особенности массива Больших Балкан на Северном Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 6.
Снежко Е. А. О роли гранитоидов Главного хребта в формировании кристаллических сланцев Кавказа. «Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та», 1958, т. 36 (50).
Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. Госгеолиздат, М., 1952.
Соболев Н. Д. и др. Неогеновые интрузивы и палеозойский фундамент района Кавказских Минеральных Вод. «Тр. ВИМС», нов. сер., 1959, вып. 3.
Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд-во Азерб. ФАН, Баку, 1939.
Соловьев С. П. Распределение горных пород в СССР и некоторые вопросы петрологии. Госгеолиздат, М., 1952.
Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГрузССР, монографии, № 8. Тбилиси, 1958.
Татевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Красносельского района. «Изв. АН АрмССР», 1951, т. 4, № 6.
Татевосян Т. Ш. К петрографии третичных эффузивных образований северных склонов Баргушатского хр. в Армянской ССР. «Изв. АН АрмССР», сер. физ.-мат. и ест. наук, 1955, т. VIII, № 6.
Татевосян Т. Ш. Габбровые породы северного склона Баргушатского хребта. «Научн. тр. Ерев. гос. ун-та», 1955, т. 52.
Фаворская М. А. Неоинтрузии Верхней Сванетии. «Тр. ГИН АН СССР», 1947, вып. 84.
Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1959, № 5.
Ширинян К. Г. К вопросу строения и генезиса туфолавовой толщи Армении. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1958, № 1.
Ширинян К. Г. Некоторые закономерности развития четвертичного вулканизма Армении. «Зап. Арм. отд. Всесоюзн. минер. о-ва», 1959, № 1.
Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. Третичная интрузивная формация ю.-в. части М. Кавказа. «Уч. зап. Азерб. гос. ун-та», 1959, № 3.

Работы по абсолютному возрасту магматических пород Кавказа

Абдуллаев Р. Н. Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных образований Малого Кавказа. ДАН АзССР, 1958, т. 14, № 3.
Афанасьев Г. Д. Новые данные по определению абсолютного возраста горных пород и минералов Северного Кавказа. «Тр. 5-й сессии комиссии по определению абсол. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1958.
Афанасьев Г. Д., Абдуллаев Р. Н., Багдасарян Г. П., Кнорре К. Г., Рубинштейн М. М., Студеникова З. В. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 3. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Багдасарян Г. П. О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений. «Тр. 7-й сессии комиссии по определению абс. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1960.
Кашкай М. А. Интрузивные породы Азербайджана и их возраст. «Тр. 5-й сессии комиссии по определению абс. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1958.

Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 10.
Кнорре К. Г., Студеникова З. В., Лебедев В. И. Определение абсолютного возраста пород Северного Кавказа К — Ar методом. «Тр. 7-й сессии комиссии по определению абс. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1960.
Малхасян Э. Г. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. ДАН АрмССР, 1957, т. 25, № 4.
Рубинштейн М. М. Новые данные об абсолютном возрасте магматических образований Грузии. «Тр. 5-й сессии комиссии по определению абс. возраста геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1958.
Рубинштейн М. М. К пересмотру абсолютной геохронологической шкалы. ДАН СССР, 1959, т. 129, № 5.
Ширинян К. Г., Карапетян Г. А., Гукасян Р. Х. Петрография и абсолютный возраст Субатанского интрузива. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, 1959, т. 12, № 4.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VI

(в список включены и работы по региональной геологии)

Кавказ в целом и его соотношения со смежными областями

Ажгирей Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и развития земной коры. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 8.
Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа и объяснительная записка к ней. «Тр. ВСЕГЕИ», нов. сер., т. 10. Госгеолтехиздат, М., 1955.
Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Новейшая тектоника Кавказа. В сб.: «Новейшая тектоника СССР». Изд. АН Латвийской ССР, Рига, 1961.
Кириллова И. В., Сорский А. А. О тектоническом районировании Кавказа по типу складчатости. «Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.
Кириллова И. В., Сорский А. А. О строении доальпийского фундамента Кавказа. «Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.
Кузнецов С. С. Схема тектоники Кавказа. «Тр. Совещания по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.
Милановский Е. Е. О некоторых закономерностях строения и истории развития шовных зон (на примере Кавказа). «Сов. геология», 1962, № 6.
Муратов М. В. Тектоника альпийской геосинклинальной области юга СССР. Тектоника СССР, т. 2. Изд-во АН СССР, М., 1949.
Муратов М. В. Тектонические структуры альпийской геосинклинальной области Вост. Европы и Мал. Азии и история их развития. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов. Проблема 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
Паффенгольц К. Н. Кавказ. Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. Госгеолтехиздат, М., 1958.
Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Сов. геология», 1949, сб. 39.
Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат, Баку, 1954.
Шатский Н. С. О глубинных дислокациях, охватывающих и платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Сравнительная тектоника древних платформ, ст. 4. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 5.
Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Предкавказье

Алексин А. Г. и Цатуров А. И. Основные результаты опорного бурения по Терско-Кумской равнине. Очерки по геологии СССР, т. 3. «Тр. ВНИГРИ», 1957, вып. 111.
Алферов Б. А. Грозненский нефтеносный район. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности. «Тр. ВНИГРИ», 1954, вып. 12.
Бизнигаев А. Д. Платформенные складки Ставрополья, их типы и особенности. «Тр. Акад. нефт. пром.», 1955, вып. 2.

Бизнигаев А. Д. Основные черты геологического развития Ставропольского поднятия. «Тр. Акад. нефт. пром.», 1956, вып. 3.
Брод И. О. О структуре и перспективах нефтегазоносности Северо-Кавказской депрессии и южной части Русской платформы. «Сов. геология», 1947, сб. 13.
Брод И. О., Польстер Л. А., Несмеянов Д. В. Геоструктурное районирование и перспективы нефтегазоносности Предкавказья. «Геология нефти», 1958, № 8 (прилож).
Буньков М. С. Новые данные по тектонике Центрального Предкавказья. «Новости нефт. техн.», серия геол., 1956, № 3.
Буньков М. С. Развитие структурных форм Терско-Сунженской области. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1961, вып. 6 (Предкавказье).
Бурштар М. С. Геология и нефтегазоносность платформенных областей Предкавказья и Крыма. «Тр. ВНИГНИ». Гостоптехиздат, М., 1960.
Вартанов С. П. и Корнев В. А. Новые данные о геологическом строении Северного Каспия. ДАН СССР, 1961, т. 136, № 5.
Викторов Б. Н., Юрченко Б. И. Основные черты тектоники Северо-Восточного Предкавказья по геофизическим данным. «Прикл. геофизика», 1956, вып. 14.
Голубятников В. Д. О тектонике Центрального Предкавказья. «Тр. Совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Баку, 1956.
Голяков В. А. Геологическое строение Ставропольского газоносного района. «Геология нефти», 1958, № 1.
Гроссгейм В. А., Жабрев И. П., Пустильников М. Р., Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Тектоническое районирование Северо-Западного Кавказа и Предкавказья по геолого-географическим данным. В кн.: «Тектоника нефтеносных областей», т. II. Гостоптехиздат, М., 1958.
Дубинский А. Я. Новые данные по тектонике восточной части Большого Донбасса. «Мат-лы ВСЕГЕИ», 1956, вып. 14.
Жабрев И. П. Западно-Кубанский передовой прогиб. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1960, вып. 3.
Крисюк И. М. Тектоника верхнемеловых отложений зап. части Восточного Предкавказья. «Тр. Грозненск. нефт. ин-та», 1960, т. I, сб. 25.
Куприн П. Н. Нефтегазоносность Восточной антиклинальной зоны Дагестана. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1959, вып. 4.
Козлов В. А. и Копосов И. А. Основные черты геологоструктурного районирования Восточного Предкавказья. «Новости нефт. техн., геол.», 1956, № 2.
Копелиович А. В., Лапкин И. Ю., Темин Л. С. О Донецко-Северокавказской герцинской складчатой области. ДАН СССР, 1955, т. 105, № 3.
Летавин А. И. Фундамент Предкавказья. Автореф. канд. дис. МГУ, 1961.
Масляев Г. А. Неотектоника Предкавказья. ДАН СССР, 1960, т. 135, № 5.
Мацкевич М. М. Тектоническое строение степных районов Восточного Предкавказья. «Тр. Грозненск. НИИ», 1960, вып. VIII.
Муратов М. В. Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. «Сов. геология», 1955, сб. 48.
Несмеянов Д. В. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1959, вып. 4.
Пустильников М. Р. О тектонике Западного Предкавказья. «Сов. геология», 1957, сб. 57.
Пустильников М. Р. Основные черты тектоники Ейско-Березанского газоносного района. «Геол. нефти и газа», 1959, № 8.
Сократов Б. Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности южной части Центрального Предкавказья. «Тр. ВНИГНИ». Гостоптехиздат, М., 1960.
Сударикова Ю. А. К вопросу о тектонической природе Сало-Ергенинской возвышенности. В кн.: «Геол. и нефтегазоносность юго-вост. р-нов Русской платформы». Л., 1958.
Темин Л. С. Тектоника Ставрополья. «Тр. ВНИИГаз», 1958, 4 (12).
Хаин В. Е. и Ахмедбейли Ф. С. Геологическое строение и развитие Кусаро-Дивичинского синклинория. «Мат-лы по геол. сев.-вост. Азербайджана». Изд-во АН АзССР, Баку, 1957.
Шарданов А. Н. Современная структура Предкавказья и Степного Крыма. «Геол. нефти и газа», 1959, № 9.
Шарданов А. Н. и Пекло В. П. Тектоника и история формирования погребенных складок в зоне южного борта Западно-Кубанского прогиба и перспективы нефтегазоносности мезозоя. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1959, вып. I.
Щерик Е. А. Степной Крым, Западное и Центральное Предкавказья. В кн.: «Тектоника нефтеносных областей», т. II. Гостоптехиздат, М., 1959.
Чистяков А. А. Геоморфологические признаки новейших движений в северной

части Ногайской степи. «Вестн. МГУ», серия биол., почв., геол. и геогр., 1956, № 2.
Якушева А. Ф. Неотектоника Восточного и Центрального Предкавказья. «Сов. геология», 1960, № 8.

Центральная часть Большого Кавказа

Адамия Ш. А. Геологическое строение предгорий Б. Кавказа между бассейнами р. М. Лиахвы и Душети. Автореф. канд. дис. Тбилисск. ун-т, 1958.
Ажгирей Г. Д. Тектоника и главные этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Автореф. докт. дис. М., 1949.
Ажгирей Г. Д. Об участии древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центр. Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1951, № 4.
Безбородов Р. С. Об особенностях строения южного борта Беломечетской синклинали на Северном Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1958, № 11.
Белов А. А., Долгинов Е. А., Кропачев С. М., Орлов Р. Ю., Соколов Б. А. О Черкесско-Келасурском поперечном нарушении структуры Большого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 6.
Баклаков М. С. О влиянии погребенного рельефа на формирование складчатой структуры Садонского антиклинория Центрального Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1957, № 8.
Вахания Е. К. Тектоника нефтеносных районов Рачи и Юго-Осетии. «Бюл. Грузнефти», 1949, № 1 (4).
Вахания Е. К. Геологическое строение Лечхуми. «Тр. Груз. политехн. ин-та», 1956, № 3 (44).
Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», геол. сер., 1957, т. X.
Гамкрелидзе П. Д. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы южного склона Большого Кавказа. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Джанелидзе А. И., Рубинштейн М. М. Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1957, т. X (XV).
Долгинов Е. А. Строение и происхождение юрских депрессий высокогорного Кавказа. «Сов. геология», 1958, № 11.
Кизевальтер Д. С. О строении и развитии Передового хребта Северного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1948, № 6.
Крестников В. Н. К истории геологического развития Восточного Кавказа в области Тушетского пересечения. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1949, № 2.
Кузнецов И. Г. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. «Тр. ГИН АН СССР», 1951, вып. 131.
Кузнецов С. С. Геологическое строение срединной части Северного Кавказа в связи с некоторыми вопросами ее металлогении. В сб.: «Геология и полезные ископаемые срединной части Северного Кавказа». Изд-во АН СССР, М., 1956.
Милановский Е. Е. Тектоническое положение и некоторые черты истории кайнозойского магматизма Эльбрусской вулканической области. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1959, № 2.
Лотиев Б. К., Стерленко Ю. Л., Васин Б. Г. Тектоника Черногорской моноклинали Сев. Осетии и возможная нефтеносность ее структур. «Тр. Грозненск. нефт. ин-та», 1955, сб. 16.
Лотиев Б. К. Структура известнякового пояса Горной Осетии. «Тр. Грозненск. нефт. ин-та», 1955, сб. 16.
Мревлишвили Н. И. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа в Душетском районе. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», 1957, т. X (XV).
Муратов М. В. Очерк геологического строения северного склона Кавказа (в районе к югу от Кавказских Минеральных Вод). «Тр. МГРИ», 1948, т. XXII.
Пейве А. В. Новые данные по тектонике южного склона Центрального Кавказа. «Сов. геология», 1945, № 7.
Рубинштейн М. М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. «Сб. трудов ин-та геол. и минерал. АН ГрузССР». Тбилиси, 1951.
Хаин В. Е. и Ломизе М. Г. Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1961, № 4.
Харчук Л. П. Поперечные структуры Северного Кавказа и их роль в контроле оруденения. «Бюл. техн. инф. Мин-ва геол. и охр. недр СССР», 1957, № 1 (6).
Чернопятов С. Ф. Некоторые вопросы геологии восточной части Садонской антиклинали. Автореф. канд. дис. Ленинградск. горн. ин-т, 1959.

Эдилашвили В. Я. О своеобразии дислокационных явлений на северном крыле Рачинско-Лечхумской синклинали. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.

Северо-Западный Кавказ

Белоусов В. В. Некоторые общие вопросы тектоники области сопряжения Крыма и Кавказа. В кн.: «Проблемы тектонофизики». Госгеолтехиздат, М., 1960.
Егоян В. Л. Некоторые вопросы тектонической зональности мелового комплекса на Северо-Западном Кавказе. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР». Тбилиси, 1959.
Ефремов Г. М. Тектоническая структура Северо-Западного Кавказа и история ее формирования. «Тр. Новочеркасск. политехн. ин-та», 1948, т. 17.
Хаин В. Е. и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. «Мат-лы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа». «Тр. КЭ МГУ и ВАГТ», т. 2. Ставрополь, 1960.
Шарданов А. Н. Тектоническое строение Северо-Западного Кавказа. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1960, вып. 3.

Восточный Кавказ

Адамия Ш. А. Геологическое строение предгорий Большого Кавказа между бассейном р. Лиахви и г. Душети. Автореф. канд. дис. АН ГрузССР, 1958.
Брод И. О. (ред.) Геологическое строение восточной части северного склона Кавказа. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1960, вып. 2.
Вассоевич Н. Б. О крупных тектонических покровах в Восточном Закавказье. «Зап. Всерос. минер. о-ва», 1940, ч. 69, вып. 2—3.
Джанелидзе А. И. и Рубинштейн М. М. Геологическое строение юго-восточной части Кахетинского хребта. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», сер. геол., 1957, т. X (XV).
Живаго Н. В. и Безносов Н. В. Материалы к геологическому строению центральной части «Сланцевого Дагестана». «Тр. ВНИИГаз», 1958, вып. 4 (12).
Крестников В. Н. Тектоническая характеристика восточной части Центрального Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1947, № 6.
Криволуцкий А. Е. Тектоническая характеристика области известнякового Дагестана. «Тр. ВНИИГаз», 1954, вып. 4.
Несмеянов Д. В. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1959, вып. 4.
Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.

Юго-Восточный Кавказ

Агабеков М. Г. Покровные складки Апшеронской нефтеносной области. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Агабеков М. Г. О роли диапиризма в тектонике юго-восточного погружения Большого Кавказа. «Тр. Ин-та геол. АН АзССР», 1947, т. 13.
Ахмедов Г. А. Геология и нефтеносность Кобыстана. Азнефтеиздат, Баку, 1957.
Вассоевич Н. Б. и Хаин В. Е. Явления покровной тектоники в Лагичских горах (Азербайджан). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1940, № 1.
Воскресенский И. А. О Баскальском покрове на юго-восточном Кавказе. «Сов. геология», 1958, № 7.
Воскресенский И. А. Тектоника и основные этапы развития Вандамского антиклинория. «Изв. вузов», геол. и разв., 1959, № 12.
Горин В. А. Каспийская впадина и поперечные глубинные разломы юго-восточного Кавказа. ДАН АзССР, 1953, № 12.
Григорьянц Б. В. Палеоген-миоценовый структурный план Апшеронской области. ДАН АзССР, 1955, № 10.
Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Автореф. канд. дис. АН АзССР, 1955.
Думитрашко Н. В. Новейшая тектоника азербайджанской части Большого Кавказа. «Тр. Совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Баку, 1956.
Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Будагов Б. А. Рельеф и новейшая тектоника ю.-в. Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Зейналов М. М. Грязевые вулканы южного Кобыстана и их связь с газонефтяными месторождениями. Азнефтеиздат, Баку, 1960.
Мелик-Пашаев В. С. Геология морских нефтяных месторождений Апшеронского архипелага. Гостоптехиздат, М., 1959.
Потапов И. И. Апшеронская нефтеносная область. Изд-во АН АзССР, Баку, 1955.
Самедов Ф. И. Нефтяные камни. Азнефтеиздат, Баку, 1959.
Соловьев В. Ф., Кулакова Л. С., Агапова Г. В. Современная тектоническая структура дна Южного Каспия. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 4.
Тамразян Г. П. О несоответствии тектонического плана складчатости кайнозойских и мезозойских отложений восточных районов Апшеронского полуострова и перспективах нефтегазоносности мезозойских отложений в их пределах. ДАН СССР, 1961, т. 136, № 6.
Тамразян Г. П. О наличии глубинного разрыва на юго-восточном Кавказе. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 8.
Хаин В. Е., Шарданов А. Н., Соловьев В. Ф., Григорьянц Б. В. Тектоническое положение Апшеронского полуострова в системе Большого Кавказа (по новым материалам). «Изв. АН СССР», сер. геол., 1955, № 1.
Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическое строение северного склона Юго-Восточного Кавказа. «Мат-лы по геологии с.-в. Азербайджана». Изд-во АН АзССР, Баку, 1957.
Шурыгин А. М. Условия образования структур центральной части Юго-Восточного Кавказа. «Сов. геология», 1958, № 3 и 8.

Куринско-Рионская межгорная зона

Агабеков М. Г. и Мамедов А. В. Геология и нефтегазоносность западного Азербайджана и восточной Грузии. Азгоснефтеиздат, Баку, 1960.
Агабеков М. Г. и Султанов К. М. К вопросу о тектонике неогеновых отложений западного Азербайджана. «Изв. АН АзССР», 1954, № 1.
Агабеков М. Г. Формирование структур депрессионных зон Азербайджана и восточной части Грузии. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Алиев А. К. Геология и нефтегазоносность Кура-Араксинской области. Азнефтеиздат, 1960.
Аствацатуров С. А. Тектонические взаимоотношения антиклинальных поднятий Нижне-Куринской депрессии в пределах левобережья р. Куры. «Азербайджанское нефтяное хозяйство», 1956, № 11.
Булейшвили Д. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности межгорной депрессии восточной Грузии. Гостоптехиздат, М., 1960.
Варенцов М. И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии. Изд-во АН СССР, М., 1950.
Гамкрелидзе П. Д. Геотектоническая природа Мухранско-Тирифонской долины. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», сер. геол., 1953, т. VII (XII).
Горшенин Т. А. Тектоника и история развития восточной части междуречья Куры и Йоры. ДАН АзССР, 1951, № 1.
Джанелидзе А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии. «Вопросы петрографии и минералогии», т. I. Изд-во АН СССР, М., 1953.
Куликов В. И. К вопросу геологической интерпретации гравитационных аномалий. «Тр. АзНИИДН», вып. 4. Баку, 1956.
Лалиев А. Г. К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. «Тр. Геол. ин-та. АН ГрузССР», сер. геол., 1957, т. X (XV).
Маркевич В. П. Геологическое строение восточной Грузии. Изд-во АН СССР, М., 1954.
Маханьков О. М. Геологическое строение Нижне-Куринской депрессии и некоторые вопросы формирования залежей нефти и газа. «Геология нефти и газа», 1958, № 11.
Оленин В. Б. и Соколов Б. А. Тектоническое строение Колхидской низменности и смежных районов в связи с перспективами нефтегазоносности. «Сов. геология», 1959, № 5.
Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг (геологическое строение и перспективы нефтегазоносности). Азнефтеиздат, Баку, 1958.
Славин В. И. и Яранов Д. Срединные массивы европейской части альпийской геосинклинальной области. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Цимельзон И. О. К проблеме геологической интерпретации Талышско-Вандамского гравитационного максимума. «Геология нефти и газа», 1959, № 3.

Хаин В. Е. и Шарданов А. Н. Геологическое строение и история Куринской впадины. Изд-во АН АзССР, Баку, 1952.
Хаин В. Е. Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.

Малый Кавказ

Азизбеков Ш. А. и Корнев Г. П. Тектоника Нахичеванской АССР по новым данным. «Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.
Аллахвердиев В. М. Сопряжение Мровдагского антиклинория и Тоурагачайского синклинория в пределах Мровдагского хр. (М. Кавказ). Автореф. канд. дис. Ин-т геол. АН АзССР, Баку, 1959.
Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат. Ереван, 1958.
Варенцов М. И. Геологическое строение области Триалетских гор и смежных районов Карталинии. «Тр. Ин-та нефти АН СССР», 1950, т. I, вып. 2.
Вегуни А. Т. О тектоническом положении Азизбековского и Сисианского р-нов Армянской ССР. «Тр. Арм. геол. упр.», 1957, № 1.
Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
Габриелян А. А. Эффузивный вулканизм и тектоника (на примере М. Кавказа). «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр. наук, 1960, № 1.
Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. «Монографии Ин-та геол. и минер. АН ГрузССР», 1949, № 2.
Дзвелая М. Ф. Геологическое строение Аджаро-Имеретинского хребта от Маяковского до Ланчхути-Махарадзе. «Бюл. Грузнефти», 1949, № 1 (4).
Кашкай М. А. Геология верховьев р. Тертер. Изд-во АН АзССР, Баку, 1955.
Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1949, № 4.
Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. «Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.
Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Севанской впадины. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1960, № 5.
Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. «Геоморфология Армении». Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1962.
Мкртчан К. А. Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Автореф. дис. Ерев. гос. ун-т, 1960.
Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1958.
Паффенгольц К. Н. Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). Госгеолиздат, М., 1948.
Ренгартен В. П. Геологическое строение Талыша. В кн.: «Вопросы геологии Талыша». Изд-во АН СССР, М., 1958.
Славин В. И. Стратиграфия и тектоника центральной части Карабахского хребта. «Сов. геология», 1945, сб. 6.
Чиковани А. А. Тектоника северной периферии Имеретинского хребта в связи с нефтеносностью. «Мат-лы по геологии и нефтеносности Грузии». «Тр. ВНИГНИ», 1959, вып. XV.
Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана. «Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АН АзССР, Баку, 1956.
Шихалибейли Э. Ш., Корнев Г. П. Тектоническое строение восточной части Малого Кавказа. «Сов. геология», 1959, № 11.

Глубинное строение земной коры

Абакелиа М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
Айзенберг М. А. Опыт интерпретации региональной гравиметрической картины Грузии. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1955, т. 14.
Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, 1957.
Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. XXI сессия МГК. «Доклады советских геологов», проблема 2, разд. II. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Балавадзе Б. К., Шенгелая Г. Ш. Основные черты структуры земной коры Большого Кавказа по гравиметрическим данным. ДАН СССР, 1961, т. 136, № 6.
Гагельганц А. А., Гальперин Е. И., Косминская И. И., Кракшина Р. М. Строение земной коры центральной части Каспийского моря по данным глубинного сейсмического зондирования. ДАН СССР, 1958, т. 123, № 3.
Гончаров В. П. и Непрочнов Ю. П. Геоморфология дна и вопросы тектоники Черного моря. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 10. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным. ДАН СССР, 1959, т. 125, № 5.
Оганисян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. «Изв. АН АрмССР», сер. геол. и геогр., 1958, № 1.
Федынский В. В. Гравитационная характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сб. «Памяти А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, М., 1951.
Федынский В. В. Геофизические исследования в морской геологии. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1959, № 6.
Татевосян Л. К. Глубинное строение земной коры Закавказья по данным гравиметрии. Автореферат канд. дис. МГУ, 1958.
Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Верхней Картли. «Сообщ. АН ГрузССР», 1950, т. XI, № 8.
Твалтвадзе Г. К. К вопросу изучения строения земной коры на основе данных близких землетрясений. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1960, т. XVIII.
Шихалибейли Э. Ш. К вопросу о глубинном строении впадины Южного Каспия и окружающих областей. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.

Сейсмичность Кавказа

Белоусов В. В., Кириллова И. В., Сорский А. А. Краткий очерк сейсмичности Кавказа в сопоставлении с его тектоническим строением. «Изв. АН СССР», сер. геофиз. и геогр., 1952, № 5.
Бюс Е. И. Сейсмические условия Закавказья. Изд-во АН ГрузССР, Тбилиси, ч. I, 1949; ч. II, 1952; ч. III, 1955.
Бюс Е. И. и Цхакая А. Д. Сейсмические основы сейсморайонирования Кавказа. «Бюл. Сов. сейсмол. АН СССР», 1960, № 8.
Бюс Е. И. и Рубинштейн М. М. О характере сейсмической активности южного склона Большого Кавказа. «Сообщ. АН ГрузССР», 1956, № 9.
Гоцадзе О. Д., Кириллова И. В., Сорский А. А. Кавказ. В кн.: «Исследование механизма землетрясений». «Тр. Геофиан СССР», 1957, № 40.
Джибладзе Э. А. Землетрясения Большого Кавказа. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1957, т. 16.
Карапетян Н. К. О сейсмичности Кавказа. «Изв. АН АрмССР», геол. и геогр. науки, 1960, № 1.
Кириллова И. В. Сейсмичность Ахалкалакского нагорья. «Изв. АН СССР», сер. геофиз. и геогр., 1952, № 5.
Кириллова И. В., Сорский А. А. О методе составления карты сейсмического районирования масштаба 1 : 1 000 000 на примере Кавказа. «Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР», 1960, № 8.
Кириллова И. В., Сорский А. А. Тектоника и сейсмичность Кавказа. XIX сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Изд-во АН СССР, М., 1960.
Крестников В. Н. О сопоставлении сейсмичности и структуры восточной части Центрального Кавказа. ДАН СССР, 1952, т. 85, № 5.
Оганисян Ш. С. Связь аномалий силы тяжести с сейсмичностью. ДАН АрмССР, 1958, т. 26, № 2.
Паффенгольц К. И. Сейсмотектоника Армении. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1946.
Растворова В. А. О некоторых связях новейших движений и сейсмической активности Кавказа. ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.
Рубинштейн М. М. Опыт геологической интерпретации сейсмических данных по территории Грузии. «Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР», сер. геол., 1957, т. 10 (5).
Саваренский Е. Ф. и Джибладзе Э. А. О сейсмичности Большого Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1956, № 5.
Сорский А. А. О сейсмичности района Шемахи и Закавказье. «Изв. АН СССР», сер. геофиз., 1955, № 1.

Твалтвадзе Г. К., Карцивадзе Г. С. Новые данные о расположении эпицентров и гипоцентров землетрясений Кавказа. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1957, т. 16.
Цхакая А. Д. Сейсмичность Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1957, т. 16.
Шебалин Н. В. Определение глубины очага землетрясения по его магнитуде и макросейсмическим данным. «Тр. Ин-та геофизики АН ГрузССР», 1960, т. XVIII.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VII

Ажгирей Г. Д. К истории тектонического развития Кавказа в мезокайнозое. «Тр. Моск. ин-та цветметзолота», 1950, № 20.
Алиев М. М., Ализаде К. А., Султанов К. М., Халилов А. Г., Халилов Д. М. Палеогеография Восточного Закавказья в меловом периоде и в кайнозое. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 12. Госгеолтехиздат, М., 1960.
Аракелян Р. А. История геологического развития ю.-з. Армении в палеозойскую эру. «Изв. АН АрмССР», физ.-мат., ест. и техн. науки, 1951, № 2.
Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. I, 1938; ч. II, 1940; ч. III, 1939. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 108, 121, 126.
Буряк В. Н. К истории геологического развития Восточно-Кубанского прогиба в неогене. «Тр. Краснодарск. фил. ВНИИ», 1959, вып. I.
Гамкрелидзе П. Д. Основные этапы геологического развития Аджаро-Триалетской складчатой системы. «Тр. Груз. политехн. ин-та», 1954, № 32.
Гамкрелидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны юга СССР. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Госгеолтехиздат, М., 1960.
Гофман Е. А., Ломизе М. Г., Рихтер В. Г., Хаин В. Е. Некоторые черты геологического развития Северо-Западного Кавказа в ранней и средней юре. «Изв. вузов», геол. и разв., 1960, № 4.
Дубинский А. Я. Основные этапы тектонического развития южного обрамления Русской платформы в палеозое. «Сов. геология», 1961, № 10.
Кизевальтер Д. С., Робинсон В. Н., Славин В. И. Развитие структуры Большого Кавказа в палеозое. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 18. Госгеолтехиздат, М., 1960.
Конюхов И. А., Оленин В. Б. Палеогеография северного склона Кавказа и Восточного Предкавказья в нижнемеловую эпоху. «Сов. геология», 1955, сб. 45.
Конюхов И. А. Литология мезозойских отложений Центрального Предкавказья в связи с нефтегазоносностью. В сб.: «Геология и нефтегазоносность юга СССР». «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1959, вып. 3.
Криволуцкий А. Е. К истории складчатых структур Дагестана. «Изв. вузов», геол. и разв., 1958, № 7.
Крылов И. А. Летавин А. И., Маловицкий Я. П. О геологическом развитии Предкавказья и южной окраины Русской платформы. ДАН СССР, 1959, т. 125, № 6.
Леонов Г. П., Логинова Г. А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. «Уч. зап. МГУ», 1956, вып. 176.
Маловицкий Я. П., Летавин А. И. О палеозойской истории Донбасско-Промысловской зоны. ДАН СССР, 1960, т. 133, № 5.
Милановский Е. Е. Основные черты развития центральной части Малого Кавказа в плиоцене и антропогене. «Тр. комис. по изуч. четвертичн. периода», 1957, т. XIII.
Милановский Е. Е. Основные черты истории плиоценового и антропогенового вулканизма Кавказа. «Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертичн. периода», 1961, т. 2.
Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Основные черты мезокайнозойского развития юга европейской части СССР. ДАН СССР, 1959, т. 127, № 5.
Муратов М. В. История тектонического развития глубокой впадины Черного моря и ее возможное происхождение. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1955, № 5.
Оленин В. Б., Соколов Б. А. Западная Грузия и смежные районы Краснодарского края в меловой период. «Изв. вузов», геол. и разв., 1960, № 2.
Ренгартен В. П. Палеогеография мелового периода в Малом Кавказе. «Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинкл. области юга СССР». Изд-во АзССР, Баку, 1956.
Ростовцев К. О. и Буряк В. Н. Основные этапы геологической истории и современной структуры Восточно-Кубанского прогиба и прилегающих районов Б. Кавказа. «Изв. вузов», геол. и разв., 1959, № 2.

Ульянов А. В. Геологическая история Западной Грузии в третичное время. Изд-во АН СССР, М., 1954.
Хаин В. Е. и Леонтьев Л. Н. Основные этапы геотектонического развития Кавказа. «Бюл. МОИП», отд. геол., 1950, вып. 3, 4.
Хаин В. Е., Горшенин Т. А., Жабрев И. П., Мурадян В. М., Шарданов А. Н. Новые данные о внутримеловых перерывах и несогласиях на юго-восточном Кавказе. «Изв. АН АзССР», 1952, № 12.
Хаин В. Е., Шихалибейли Э. Ш., Гроссгейм В. А. К истории азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрское время. «Изв. АН АзССР», 1951, № 10.
Цагарели А. Л., Эристави М. С. Палеогеографические связи Кавказской геосинклинальной области с соседними бассейнами в течение мезозоя. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 12. Госгеолтехиздат, М., 1960.
Чекунов А. В. Основные стадии геотектонического развития Азово-Кубанской впадины. «Сов. геология», 1960, № 2.
Шарданов А. Н., Григорьянц Б. В., Мурадян В. М. Новые данные о внутрипалеогеновых перерывах и несогласиях на юго-восточном Кавказе. «Изв. АН АзССР», 1955, № 9.
Эристави М. С. К геологической истории Кавказа и Крыма в нижнемеловое время. «Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР», посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.

ЛИТЕРАТУРА К ГЛАВЕ VIII

Абрамович М. В. и Баба-заде Б. К. Размещение залежей нефти и газа в продуктивной толще плиоцена Азербайджана. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 11. Госгеолтехиздат, М., 1960.
Абдуллаев Р. Н., Азизбеков Ш. А., Байрамалибейли Э. Т., Кашкай М. А., Керимов А. Д., Керимов Г. И., Мустафабейли М. А., Ситковский И. Н., Ширванзаде И. А., Шихалибейли Э. Ш., Эфандиев Г. Х. Основные черты металлогении Азербайджана. «Сов. геология», 1958, № 4.
Ажгирей Г. Д. Дигорско-Садонская полиметаллическая подзона (восточная часть). В кн.: «Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа». Изд-во АН СССР, М., 1948.
Асланян А. Т. Рудные формации Армянской ССР в их связи с магматизмом, стратиграфией и тектоникой. «Тр. Арм. геол. упр.», 1957, № 1.
Белов К. А., Брод И. О., Бурштар М. С., Коротков С. Т., Несмеянов Д. В., Цатуров А. И. Нефтегазоносность Предкавказья в связи с закономерностями в распространении скоплений нефти и газа в предгорных нефтегазоносных бассейнах. XXI сессия МГК. Доклады советских геологов, проблема 11. Госгеолтехиздат, М., 1960.
Геология Азербайджана. Месторождения нефти и газа. Изд-во АН АзССР, Баку. 1955.
Геология Азербайджана. Рудные и нерудные полезные ископаемые. Изд-во АН АзССР, Баку, 1955.
Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья, под ред. И. О. Брода. «Тр. КЮГЭ АН СССР», вып. 1. Гостоптехиздат, М., 1958.
Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан. «Тр. КЮГЭ АН СССР», 1959, вып. 4.
Геология и рудные месторождения Центрального Кавказа. Изд-во АН СССР, М., 1948.
Грушевой В. Г. Основные черты рудоносности Кавказа в связи с его геологическим строением. «Мат-лы по эндогенной металлогении». Госгеолтехиздат, М., 1953.
Коротков С. Т. Новые данные о геологическом строении Западного Предкавказья и перспективы открытия новых крупных месторождений нефти. «Геол. нефти и газа», 1959, № 11.
Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. «Сов. геология», 1959, № 7.
Магакьян И. Г. и Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа). «Зап. Арм. Отдел Всес. минер. о-ва», 1959, № 1.
Овчинников А. М. Основные принципы зональности минеральных вод Кавказа. «Тр. МГРИ», 1948, т. XXIII.
Природные ресурсы Грузинской ССР, т. I, 1958; т. II, 1959. Изд-во АН СССР, М.
Природные ресурсы Кабардинской АССР. Изд-во АН СССР, М., 1946.
Природные ресурсы Северо-Осетинской АССР, т. III, 1961. Изд-во АН СССР, М., 1950.

Смирнов В. И. Металлогения синскладчатых и синорогенных интрузий Большого Кавказа. ДАН СССР, 1959, т. 129, № 5.
Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа. «Мат-лы по геологии и металлогении Центр. и Зап. Кавказа». «Тр. Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ», т. 2. Ставрополь, 1960.
Смирнов В. И. и Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1960, № 2.
Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, М., 1958.
Харчук Л. П. Размещение эндогенного полиметаллического оруденения на Северном Кавказе. «Тр. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа», вып. IX. Ставрополь, 1959.
Хрущев Н. А. Тырныауз. «Сов. геология», 1958, сб. 1, 2.

Важнейшие работы по геологии Кавказа, опубликованные в период печатания книги

Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд-во АН АрмССР, 1961.
Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
Ахмедов Г. А., Салаев С. Г., Исмайлов К. А. Перспективы поисков нефти и газа в мезозойских отложениях Юго-Восточного Кавказа. Азернешр, 1961.
Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте «палеозойских» интрузий Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1961.
Вистелиус А. Б. Материалы к литостратиграфии продуктивной толщи Азербайджана. Изд-во АН СССР, 1961.
Геология Центрального и Западного Кавказа. «Тр. Кавказ. эксп. МГУ и ВАГТ», т. 3. Гостоптехиздат, 1962.
Габриелян А. А. Тектоническое районирование Антикавказа (М. Кавказ) и положение его в системе альпийского орогена юга СССР и сопредельных стран. Изв. АН АрмССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1961.
Григорьянц Б. В. Тектонические соотношения складчатых зон Большого Кавказа и Апшеронской области. Изд-во АН АзССР, 1962.
Заридзе Г. М. Петрография магматических и метаморфических пород Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
Лилиенберг Д. А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. Изд-во АН СССР, 1962.
Масуренков Ю. П. Кайнозойский магматизм Эльбрусской вулканической области Труды ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 51.
Овнатанов С. Т. Геология и нефтегазоносность Фатьмаи-Зыхской антиклинальной зоны Апшеронского полуострова. Азернешр, 1962.
Путкарадзе А. Л. Бакинский архипелаг. Азернешир, 1958.
Салаев С. Г. Олигоцен-миоценовые отложения Юго-Восточного Кавказа и их нефтеносность. Изд-во АН АзССР, 1961.
Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.
Ширинян К. Ш. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд-во АН АрмССР, 1961.
Шурыгин А. М. Условия формирования структур Юго-Восточного Кавказа. Изд-во АН СССР, 1962.

Главнейшие работы на иностранных языках

Abich H. Ueber die geologische Natur des armenischen Hochlandes. Fest-Rede. Dorpat, 1843.
Abich H. Vergleichende geologische Grundzuge der Kaukasischen, Armenischen und Nordpersischen Gebirge. Prodromus einer Geologie der Kaukasischen Lander. Mem. de l'Acad. Imp. des Sc. de St. Petersbourg, 1858, VI ser. Sciences mathem. et phys., Bd. VII.
Abich H. Sur la structure et la geologie du Daghestan. Mem. de l'Academie Imp. des Sc. de St. Petersbourg, 1862, VII ser., t. IV, n° 10.
Bonnet P. Description geologique de la Transcaucasie meridionale. Mem. Soc. Geol. France, 1953, vol. XXV.
Dechy M. Kaukasus. Bd. I—III. Berlin, 1905—1907.
Dubois de Montpereux F. Voyage autour du Caucase, chez les tcherkesses et les abkhases, en Colchidie, en Georgie, en Armenie et en Crimee, t. 7. Paris, 1838—1842.
Favre E. Recherches geologiques dans la partie centrale de la chaine du Caucase. Geneve, 1876.

Fournier E. Description geologique du Caucase centrale. Theses, presentees a la Faculte des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur es sciences natur. Marseille, 1896.
Fournier E. Les elements de la geographie physique de la chaine du Caucase et leurs relations avec la structure geologique. Annales de Geographie, 1897, t. VI.
Lagorio A. E. Die Andesite des Kaukasus. Dorpat, 1878.
Merzbacher G. Aus den Hochregionen des Kaukasus. I—II, Leipzig, 1901.
Oswald F. F. Armenien. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. V, Lief 3, H. 10, Abt. 3. Heidelberg, 1912.
Oswald F. F. Treatise on the Geology of Armenia, P. I—II. Jena, 1906.
Oswald F. F. Explanatory notes to accompany the Geological Map of the Caucasus. With 2 maps., 1914.
Renz C. Zur Geologie des ostlichen Kaukasus. Neues Jahrbuch fur Min. Geol. und Paleont, 1913, Beil. Bd. XXXVI, Hf. 3.
Stahl A. F. Kaukasus. Handbuch der regionalen Geologie. Bd. V, H. 25, Abt. 5. Heidelberg, 1923.
Stoyanow A. A. On the character of the boundary of Palaeozoic and Mesozoic near Djulfa. «Зап. Минер. о-ва», 1910, чч. VI—VII.
Suess E. Der Antlitz der Erde, Bd. II. Wien, 1888.
Valentin J. Bericht über meine Reise nach Tiflis und die Expedition in den Karabach in Sommer 1890. Bericht Senkenbergischen Naturf. Gesellschaft, 1891.
Wilser J. L. Die geotektonische Stellung des Kaukasus und dessen Beziehungen zu Europa. Ztsch. Deutsch. Geol. Gesellsch., Abh. 1928, Bd. 80, Hf. 20.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3
Глава I. Основные черты рельефа Кавказа 5
Глава II. Основные этапы геологического изучения 15
Глава III. Основные тектонические зоны 26
Глава IV. Стратиграфия 32
Докембрий — нижний палеозой 32
Силурийская система 37
Девонская система 37
Каменноугольная система 46
Пермская система 52
Триасовая система 60
Юрская система 63
Меловая система 85
Палеоген и неоген 115
Палеоцен и эоцен 115
Олигоцен — низы среднего миоцена 131
Средний и верхний миоцен и плиоцен 143
Четвертичная система (антропоген) 171
Глава V. Магматизм 190
Палеозойский магматизм 190
Альпийский магматизм 197
Глава VI. Тектоническое строение Кавказа 210
Общие принципы тектонического районирования 210
Структурные элементы Кавказа 212
Эпигерцинская платформа (плита) Предкавказья 212
Система передовых прогибов 217
Мегантиклинорий Большого Кавказа 222
Закавказская межгорная зона 243
Мегантиклинорий Малого Кавказа 249
Араксинский межгорный прогиб 259
Талышский антиклинорий 261
Глубинное строение земной коры в области Кавказа 263
Сейсмичность Кавказа 266
Положение Кавказа в альпийской зоне Евразии 269
Глава VII. История и основные закономерности геологического развития . . 272
Основные этапы развития 272
Доальпийские этапы 272
Альпийский этап 277
Некоторые общие закономерности геологического развития Кавказа . . 293
Глыбовое строение земной коры. Глубинные разломы 293
Поперечная зональность 296
Волновая природа глубинных движений 297
Стадии тектонического цикла и их особенности в различных зонах . . . 297
Закономерности развития прогибов в герцинском и альпийском этапах. Формационные ряды 300
Некоторые закономерности истории магматизма 305
Региональная и локальная инверсия знака движений 309
Складчатость, ее история и происхождение 311
Формирование горного рельефа 315
Глава VIII. Полезные ископаемые 317
Полезные ископаемые эндогенного происхождения 317
Осадочные полезные ископаемые 321
Минеральные воды 325
Литература 327

Евгений Евгеньевич Милановский
Виктор Ефимович Хаин
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КАВКАЗА

Редактор *Фаддеева И. И.* Технический редактор *Мухина Л. В.*
Корректоры Л. С. Гришаева, В. Г. Щербакова

Сдано в набор 20/XII 1961 г. Подписано к печати 25/II 1963 г.
Л-70127. Формат 70 × 108/16. Печ. л. 22,5. Уч.-изд. л. 33,64.
Усл. печ. л. 31,50 + 12 вкл. Изд. № 189. Заказ № 287.
Тираж 1650 экз. Цена 2 р. 17 к.

Издательство Московского университета
Москва, Ленинские горы, Административный корпус
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
им. М. В. ЛОМОНОСОВА

имеет в наличии и высылает наложенным платежом книги

ПО ГЕОЛОГИИ

БУБНОВ С. Н. **Основные проблемы геологии.** 1960, 232 стр., ц. 80 коп.

ГОРШКОВ Г. П., ЯКУШОВА А. Ф. **Общая геология.** Изд. 2. 1962, 564 стр., ц. 1 р. 50 к.

ГЛАЗОВСКАЯ М. А. и др. **Геохимия ландшафтов и поиски полезных ископаемых на Южном Урале.** 1961, 184 стр., ц. 1 р. 15 к.

История геологических наук в Московском университете. Под ред. Д. И. Гордеева. 1962, 352 стр., ц. 2 руб.

ЛЕБЕДЕВА Н. Б. **Пособие к практическим занятиям по общей геологии.** 1962, 94 стр., ц. 16 коп.

ЛИТВИНОВИЧ Н. В. **Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана.** Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 4. 1962, 388 стр., ц. 2 р. 10 к.

ЛАНГЕ О. К. **Подземные воды СССР.** Ч. 1. Подземные воды Европейской части СССР. 1959, 268 стр., ц. 90 коп.

МАРТЫНОВА М. В. **Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса западной части Центрального Казахстана.** Т. 2. 1961, 212 стр., ц. 1 р. 45 к.

МЕЛЬНИКОВА К. П. **Развитие советского грунтоведения в связи с дорожным и гидротехническим строительством.** 1961, 218 стр., ц. 1 р. 5 к.

Мерзлотные исследования. Вып. 1. 1961, 328 стр., ц. 1 р. 50 к.

Мерзлотные исследования. Вып. 2. 1961, 222 стр., ц. 1 р. 50 к.

ОБРУЧЕВА О. П. **Панцирные рыбы девона СССР.** (Кокостеиды и динихтииды.). 1962, 190 стр., ц. 83 коп.

ОРНАТСКИЙ Н. В. **Механика грунтов.** Учебник для университетов. 1962, 446 стр., ц. 1 р. 28 к.

СЕРГЕЕВ Е. М. **Михаил Михайлович Филатов.** 1956, 52 стр., ц. 10 коп.

СЕРГЕЕВ Е. М. **Грунтоведение.** 1959, 326 стр., ц. 1 р. 4 к.

Сборник трудов геологического факультета Московского университета. К XXI сессии Международного геологического конгресса. 1961, 222 стр., ц. 1 р. 25 к.

СЯГАЕВ Н. А. **Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера Центральной Сибири.** 1962, 346 стр., ц. 1 р. 45 к.

ЧЕБОТАРЕВ Н. П. **Учение о стоке.** 1962, 406 стр., ц. 2 р. 50 к.

ЧЕТВЕРИКОВА Н. П. **Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана.** Т. 1. 1960, 100 стр., ц. 90 коп.

ФИЛАТОВА Л. И. **Докембрий Улу-Тау.** Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. 5. 1962, 322 стр., ц. 1 р. 50 к.

ФОГТ Э. **Верхнемеловые мшанки Европейской части СССР и некоторых сопредельных областей.** 1962, 126 стр., ц. 47 коп.

Заказы следует направлять по адресу: Москва, В-234, Издательство МГУ. Отдел распространения.

ОПЕЧАТКИ

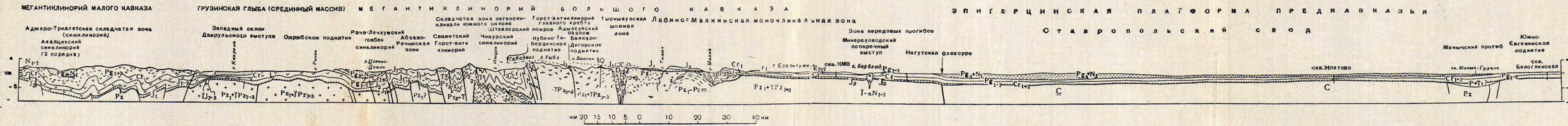
Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
14	13 сверху	горами	городами
15	10 снизу	И. И. Эйфельда	И. И. Эйхфельда
30	25 сверху	Лочский	Локский
37	17 снизу	на Кавказе более	более на Кавказе
41	9 сверху	четыре	три
116	Таблица 7 2 колонка справа	слова «Хадум. св.» следует сместить вниз на одну строку	
157	17 снизу	песками	глинами
174	Табл. 11 2 столбец строка 4 сверху	Нимфейская терр.	Нимфейская трансгр.
Между 236—237	Рис. 56 Левую и правую части профиля следует переставить местами		
Между 268—269	Рис. 56 подпись правый столбец 5 снизу	акватория	акватории

Зак. 287

I РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ БАТУМИ-СТАВРОПОЛЬ



II РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АХАЛЦИХЕ-ЕССЕНТУКИ-ИПАТОВО



III РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АРАРАТ - ОРДЖОНИКИДЗЕ



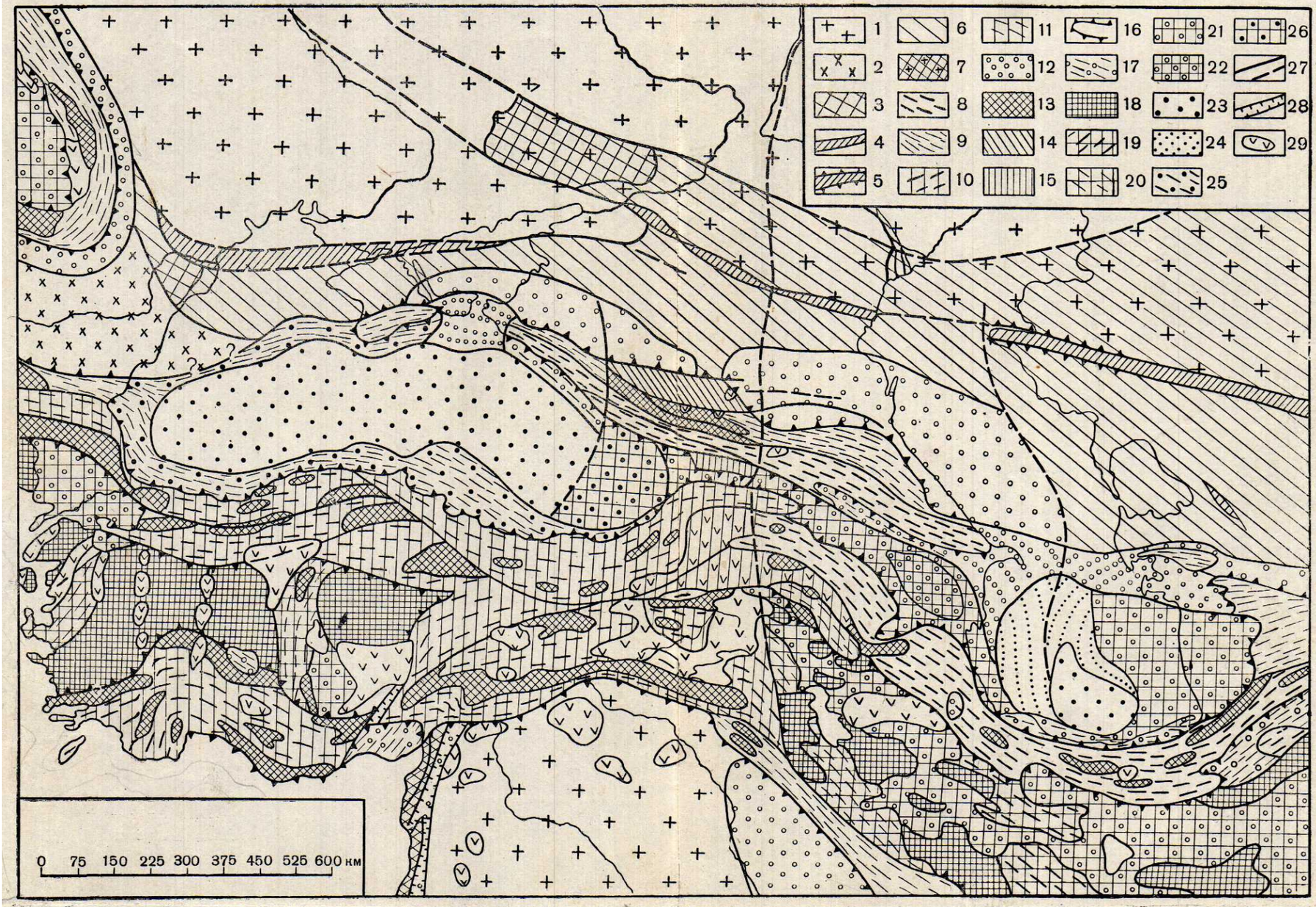


Рис. 66. Тектоническое положение Кавказа в альпийской геосинклинальной области:

I. I — *Древние платформы — Русская и Аравийская.*
II. 2 — *Зона эпибайкальской консолидации — Мизийская плита.*
III. *Зоны эпигерцинской консолидации — Скифская и Туранская плиты и др.:*
3 — выступ палеозойского (в Добрудже — палеозой-триасового) фундамента; 4 — позднепермские-раннемезозойские шовные прогибы; 5 — то же, испытавшие инверсию; 6 — области развития верхнемезозойского и кайнозойского платформенного чехла; 7 — внешняя зона герцинской геосинклинальной области, наложенная на докембрийское платформенное основание (?).
IV. *Зоны альпийских передовых (краевых) прогибов* (показаны редкими кружками).
V. *Альпийские геосинклинальные системы:*
8 — первичные эвгеосинклинальные прогибы, развивавшиеся с начала альпийского этапа; 9 — то же, миогеосинклинальные прогибы; 10 — вторичные эвгеосинклинальные прогибы, типичное геосинклинальное развитие которых протекало в мелу — палеогене; 11 — то же, миогеосинклинальные прогибы; 12 — поперечные (периклинальные) позднегеосинклинальные прогибы; 13 — выступы палеозойского фундамента в ядрах антиклинориев; 14 — участки эпигерцинской платформы, вовлеченные в поднятие мегантиклинориев; 15 — участки срединных массивов, вовлеченные в поднятие мегантиклинориев; 16 — контуры позднеальпийских складчатых сооружений (мегантиклинориев); 17 — межгорные впадины, наложенные на альпийские складчатые сооружения.
VI. *Срединные массивы в альпийской геосинклинальной области и наложенные на них прогибы:*
18 — срединные массивы (выступы палеозойского фундамента, частично перекрытые субплатформенным альпийским чехлом); 19 — вторичные эвгеосинклинальные прогибы, наложенные на срединные массивы в мелу — палеогене; 20 — то же, миогеосинклинальные прогибы; 21 — межгорные впадины, наложенные на срединные массивы; 22 — участки погребенных выступов фундамента в межгорных впадинах.
VII. *Глубокие впадины внутренних морей — Черноморская и Южно-Каспийская:*
23 — центральные части впадин с отсутствием «гранитного» слоя и умеренной мощностью недислоцированных мезокайнозойских отложений; 24 — участки впадин с отсутствием «гранитного» слоя, с очень значительной мощностью дислоцированных мезокайнозойских отложений; 25 — периферические участки впадин — зоны молодых опусканий альпийских складчатых сооружений; 26 — периферические участки впадин, наложенные на срединные массивы; 27 — главнейшие глубинные разломы — установленные и предполагаемые; 28 — грабены; 29 — участки интенсивных проявлений новейшего вулканизма

Примечание. По новейшим геофизическим данным внешнюю границу Терско-Каспийского передового прогиба в пределах акватория Каспия следует сместить к юго-западу примерно на 100 *км*. В Закавказской межгорной зоне ошибочно не показан Дзирульский выступ фундамента (знак 18). На погруженном под воды Черного моря участке южного склона северо-западного Кавказа знак 17 следует заменить на знак 25.

Зак. 287. 268—269

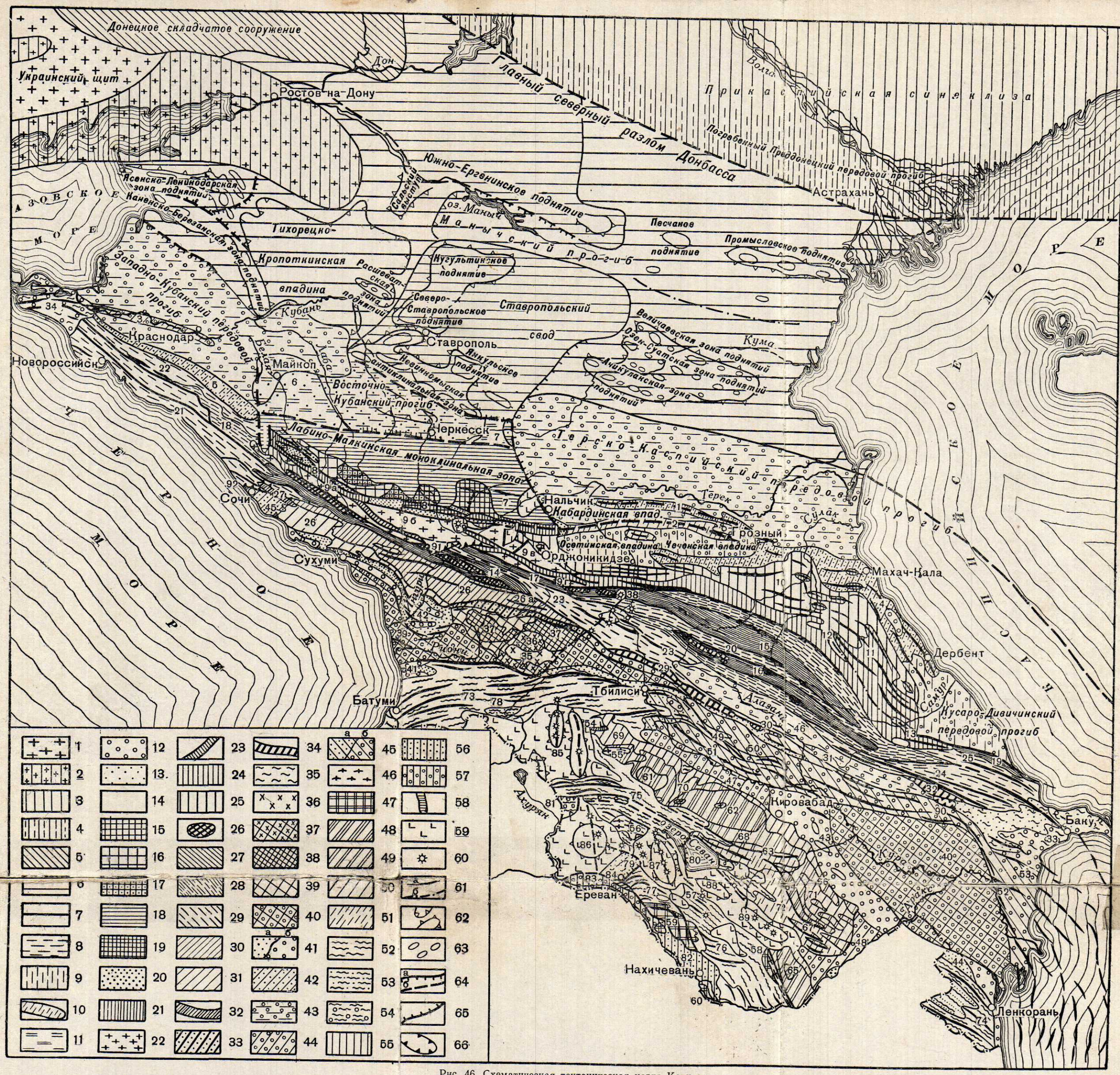


Рис. 46. Схематическая тектоническая карта Кавказа:

Русская докембрийская платформа: 1 — Украинский щит; 2 — склоны щита, перекрытые платформенным чехлом; 3 — Прикаспийская синеклиза; 4 — погребенный Преддонецкий прогиб.

Скифская эпигерцинская платформа Предкавказья: 5 — Выступы складчатого герцинского основания; 6 — приподнятые участки мезо-кайнозойского платформенного чехла; 7 — погруженные участки чехла.

Зона Альпийских передовых (краевых) прогибов: 8 — участки передовых прогибов, заложенные на платформенном основании — внешние крылья Западно-Кубанского и Терского прогибов, Восточно-Кубанский прогиб; 9 — то же, на геосинклинальном основании — внутренние крылья Западно-Кубанского и Терского прогибов, Кусаро-Дивичинский прогиб; 10 — Линейные антиклинальные поднятия в передовых прогибах: внутренние Терское (**1**), Сунженское (**2**), погребенное Анастасьевско-Краснодарское (**3**) и прибортовые — пояса третичных складок Дагестана (**4**) и южного борта Западно-Кубанского прогиба (**5**); 11 — плоские поперечные поднятия в зоне передовых прогибов — Майкопское или Адыгейское (**6**) и Минераловодское (**7**). Знаки, накладывающиеся на штриховки: 12 — верхние молассы (N_2—Q) в передовых и межгорных прогибах; 13 — нижние молассы (Pg_3 — N_1) в передовых и межгорных прогибах; 14 — выступы доолигоценового основания в зоне передовых прогибов.

Внешний мегантиклинорий Большого Кавказа. Лабино-Малкинская моноклинальная зона — южный участок эпигерцинской Скифской платформы, втянутый в поднятие Большого Кавказа: 15 — выступы нижнепалеозойского метаморфического субстрата в восточной части зоны (Малкинское поперечное поднятие); 16 — выступы складчатого среднего палеозоя; 17 — выступы складчатого верхнего палеозоя; 18 — мезозойско-эоценовый моноклинальный чехол, местами осложненный пологими брахискладками. Тырныауз-Пшекишская шовная зона (**8**); 19 — среднепалеозойский структурный ярус; 20 — верхнепалеозойский структурный ярус; 21 — мезозойский структурный ярус.

Структуры, развившиеся из северного периферического (миогеосинклинального) пояса геосинклинали Б. Кавказа: 22 — горст-антиклинорий Центрального Кавказа с переработанным герцинским гранитизированным основанием (**9**). Частные поднятия: Софийское (**9а**), Тебердинское (**9б**), Балкарское (**9в**), Адайхохское (**9г**); 23 — узкие грабен-синклинали в пределах горст-антиклинория, выполненные лейасом; 24 — складчатая зона известнякового Дагестана, Чечни и Северной Осетии (10), нижний структурный ярус (J_{1-2}), Уллучайский антиклинорий (11) и др.; 25 — то же, верхний структурный ярус (J_3 — Pg), в том числе синклинории: Бейбулагский (12), Шахдагский (13).

Структуры, развившиеся из осевого (эвгеосинклинального) пояса Большого Кавказа; 26 — выступы среднего, верхнего палеозоя и триаса в ядрах антиклинориев; 27 — антиклинории, сложенные аспидной формацией J_1^{2-3}: Сванетский (**14**), Бокового хребта (**15**) и Главного хребта Восточного Кавказа (**16**), южное крыло горст-антиклинория Центрального Кавказа (**17**); 28 — антиклинории Северо-Западного и Юго-Восточного Кавказа: Гойтхский (**18**), Тенгинско-Бешбармакский (**19**), крылья антиклинориев и Бежетинский грабен-синклинорий (**20**), сложенные J_1^3—J_2; 29 — синклинории, выполненные флишем J_3 — Pg_2: Новороссийский (**21**), Абинско-Гунайский (**22**), Чиаурский (**23**), Дибрарский (**24**), Хизинский (**25**).

Структуры, развившиеся из южного периферического (миогеосинклинального) пояса геосинклинали Большого Кавказа: Абхазско-Рачинская зона (**26**): 30 — интенсивно смятый нижний структурный ярус (J_{1-2}), в том числе Сорский антиклинорий (**26а**); 31 — полого-складчатый верхний структурный ярус (J_3—Cr_2); 32 — шовная антиклиналь Ахцу-Кацирха (**27**).

Кахетино-Лечхумская шовная зона: 33 — Рача-Лечхумский грабен-синклинорий, выполненный J_3—N_1 (**28**); 34 — шовные поднятия с сокращенным разрезом J_1—Pg_2: Дзау-Кахетинское (**29**), Красноклодское (**30**), Бюргютинское (**31**), Вандамское (**32**); 35 — периклинальные и поперечные прогибы, выполненные мощными молассами Pg_3— Q, с широким развитием грязевого вулканизма: Апшероно-Кобыстанский (**33**), Таманский (**34**).

Закавказская межгорная зона.

Приподнятые участки — Грузинская глыба или срединный массив: 36 — выступ палеозойского фундамента Дзирульского массива (**35**); 37 — полого-залегающий мезокайнозойский чехол на его склонах, в том числе Чиатурская впадина (**36**); 38 — Окрибско-Сачхерское поднятие (**37**), нижний структурный ярус — умеренно смятые отложения (J_{1-2}); 39 — то же, верхний структурный ярус — отложения J_3—Cr_2, смятые в пологие брахискладки.

Опущенные участки — Куринская и Рионская межгорные впадины: 40 — опустившиеся в плиоцене участки Грузинского и Нижнекуринского срединных массивов с весьма пологим залеганием мощного альпийского чехла (преимущественно верхние молассы N_2—Q) — центральные части Карталинской (**38**) и Рионской впадины (**39**), Нижнекуринская впадина (**40**); 41 — периферические участки межгорных впадин, выполненные мощными толщами преимущественно: *а*) нижних Pg_3—N_1 и *б*) верхних моласс (N_2—Q). Гурийский прогиб (**41**), Абхазо-Мегрельский прогиб (**42**), Бардинский прогиб (**43**), Астраханбазарский прогиб (**44**), краевые зоны Карталинской впадины; 42 — периферические участки межгорных впадин, наложенные на мегантиклинории Большого и Малого Кавказа, выполненные Pg_3—N_1 — Адлерская впадина (**45**); 43 — то же, выполненные N_2—Q — Алазано-Агричайская впадина (**46**); Караязо-Евлахский прогиб (**47**); 44 — то же, выполненные Pg_3—Q — поперечный Нижнеараксинский прогиб (**48**); 45 — глубокие прогибы с Pg_3—N молассами, испытавшие незначительные поднятия в плиоцене или антропогене: а) участки, сложенные Pg_3—N_1, б) то же N_2—Q. Частные структуры в них: Ширакско-Аджиноурская складчатая зона (**49**—**51**), в том числе: Чатминский антиклинорий (**49**), Мирзаанский (**50**) и Палантекянский (**51**) синклинории.

Алято-Сальянская складчатая зона (**52**—**53**): Харамино-Сальянский антиклинорий (**52**), Каргалинский синклинорий (**53**).

Внутренний мегантиклинорий Малого Кавказа:

46 — выступы нижнепалеозойского метаморфического фундамента, прорванного палеозойскими интрузиями и местами перекрытого верхним палеозоем в сев. части Малого Кавказа: Храмский (**54**), Локский, Мисханский (**56**) и др.; 47 — выступы миогеосинклинального среднего и верхнего палеозоя и триаса в юго-западной части Малого Кавказа: Аргичинский (**57**), Зангезурский (**58**), Даралагезский (**59**), Неграмский или Джульфинский (**60**).

Структуры, развившиеся из Сомхето-Кафанского первичного геосинклинального прогиба J—Cr_2; 48 — Сомхето-Карабахский и Кафанский антиклинории. Ядра частных поднятий, сложенные J_1—J_2bj: Аллавердское (**61**), Шамхорское (**62**), Мровдагское (**63**), Карабахское (**64**), Кафанское (**65**); 49 — структуры, сложенные J_2^{bt}—$Cr_1^{n_1}$: Агдамское (**66**), Лачинское (**67**) и др. частные поднятия, Дашкесанский прогиб (**68**); 50 — частные прогибы, выполненные верхним мелом, в том числе Болнисский (**69**), Иджеванский (**70**), Мартунинский (**71**); 51 — Акеринский (Севано-Акеринский) синклинорий, выполненный альбом-верхним мелом (**72**).

Структуры, развившиеся из вторичных геосинклинальных прогибов Cr_2—Pg: 52 — складчатый комплекс Cr_2—Pg_2: Аджаро-Триалетская складчатая зона (**73**), Талышский антиклинорий (**74**), Севанский или Севано-Ширакский (**75**), Ордубадский (**76**), Ереванский (**77**) синклинории; 53 — остаточные прогибы в них, выполненные Pg_3 — N_1: Ахалцихский (**78**), Ереванский (**79**) и др.; 54 — остаточные и наложенные впадины в них, выполненные N_2 — Q: Севанская (**80**), Ленинаканская (**81**) и др. Приараксинская зона — выступы Pz_{2-3} и T (**59**, **60**), а так же: 55 — крылья наложенных впадин и остаточных поднятий с сокращенным разрезом юры, верхнего мела и палеоцена-эоцена; 56 — наложенные впадины Араксинского межгорного прогиба, выполненные Pg_3—N_1 — Нахичеванская (**82**); 57 — то же, выполненные N_2—Q — Араратская (**83**); 58 — Енгиджинское погребенное шовное поднятие (**84**), 59 — неогено-четвертичные вулканические щиты Малого Кавказа — Ахалкалакский (**85**), Арагацский (**86**), Гегамский (**87**), Варденисский (**88**), Карабахский (**89**) и др. и отдельные вулканические массивы на Большом и Малом Кавказе; 60 — некоторые крупные вулканы; 61 — а) оси антиклинориев и некоторых важнейших антиклиналей в том числе на дне Каспия; б) оси некоторых синклинориев и синклиналей; 62 — контуры некоторых пологих сводо- и валообразных поднятий и впадин; 63 — отдельные мелкие поднятия платформенного типа; 64 — крупнейшие разломы: а) доказанные; б) предполагаемые и погребенные; 65 — крупнейшие флексуры; 66 — тектонические покровы: Баскальский (**90**), Штавлерский (**91**), Воронцовский (**92**).

(Цифры в скобках означают номера, которыми обозначены на карте соответствующие тектонические элементы).

14500

2 р. 17 к.