

528

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

551.791

537.7a

B-18

Л. А. ВАРДАНЯНЦ

Член-корреспондент Академии Наук Армянской ССР

ПОСТПЛИОЦЕНОВАЯ
И С Т О Р И Я

КАВКАЗСКО-ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

(С 7 палеогеографическими схемами)

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН

1948

Ответ. редактор А. А. ГАБРИЕЛЯН

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1947 г. автором, по плановому заданию Всесоюзного Научно-исследовательского Геологического Института (ВСЕГИН) в Ленинграде, была составлена краткая сводка по четвертичной истории Кавказа и прилегающих к нему морей. Сводка эта, вместе с аналогичными работами по другим частям СССР, должна служить исходным материалом при составлении общего обзора геологического развития территории Союза ССР в четвертичном периоде.

Небольшой объем этой сводки позволил включить в нее лишь очень ограниченное количество из того фактического материала, который был найден автором в литературе. В связи с этим сводка имеет характер обычного общего обзора, в котором те или иные выводы и заключения далеко не всегда подтверждаются ссылками на фактический материал и в силу этого имеют порой декларативный характер. Вместе с тем небольшой объем сводки исключил возможность приложить к ней список даже главнейшей литературы, которая могла бы быть для читателя отправным пунктом при детальном ознакомлении с четвертичной историей Кавказско-Черноморско-Каспийской области.

В связи с этим, а также ввиду общего возрастающего интереса к четвертичной геологии, автор, по личной инициативе и вне плановых заданий, обобщил весь собранный им фактический материал в виде данной монографии, предлагаемой вниманию читателей. Монография эта содержит почти весь фактический материал, которым мы располагаем в настоящее время по четвертичной истории Кавказа и прилегающих к нему частей Черного, Азовского и Каспийского морей. К монографии приложен исчерпывающий список литературы, которая необходима для детального ознакомления с четвертичной историей Кавказско-Черноморско-Каспийской области.

Автор выражает свою глубокую признательность Академии Наук Армянской ССР, согласившейся опубликовать данную монографию в своих изданиях.

А. ОБЗОР ГЛАВНЕЙШИХ ПРОБЛЕМ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗСКО-ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

І. ВВЕДЕНИЕ

Кавказ в плиocene и в постплиocene, как и в течение почти всей его геологической истории, был областью, где интенсивно проявлялись разнородные эндо- и экзогенные факторы. Здесь имели место значительные вертикальные, дифференциальные по знаку, радиальные движения земной коры, наряду с движениями складкообразовательными: те и другие сопровождались крупными дисъюнктивными нарушениями сбросового и надвигового типа; проявлялся вулканизм; происходило интенсивное расчленение рельефа, сменявшееся его выравниванием; развивалось неоднократно оледенение на значительных площадях.¹ В морях, примыкающих к Кавказу, имело место существенное изменение их уровня и глубины, сопровождавшееся регрессиями и трансгрессиями, изменялась в сильной степени их соленость и т. д. По разнообразию и интенсивности этих процессов Кавказ занимает исключительное положение во всем СССР.

В этих условиях обзор четвертичной истории Кавказа и прилегающих к нему морских бассейнов должен дать достаточно полную и точную картину взаимосвязи и последовательности развития всех этих многочисленных эндо- и экзогенных процессов. Важность этого усугубляется тем, что четвертичный период был периодом развития материальной культуры человека, и далеко не безразлично, в какой обстановке происходило это развитие.

К сожалению, количество уже собранного фактического материала и степень его предварительной обобщенности в ряде случаев совершенно неудовлетворительны и не позволяют сделать окончательных выводов по некоторым очень важным вопросам. Особенно это нужно сказать об области Закавказья, к югу от долины р. р. Риона и Куры, где геомор-

фологические исследования, по существу, еще только начинаются. Вместе с тем нельзя не отметить того, что Кавказ, по изученности его четвертичной геологии, занимает первое место среди всех горных областей СССР, и поэтому выводы общего порядка, сделанные здесь, должны иметь руководящее значение при изучении других частей СССР.

II. СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ОСНОВА ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ КАВКАЗА

Трудность задачи по составлению обзора четвертичной истории Кавказа усложняется в связи с некоторыми местными условиями, в числе которых главным является то, что Кавказ расположен в виде широкого перешейка между бассейнами, с одной стороны, Черного и Азовского морей, а с другой—внутреннего Каспийского моря. Эти моря еще в плиоцене были разобщены и в последующем не имели друг с другом сколько-нибудь продолжительной и тесной связи, поэтому гидрологический режим этих водоемов (и в первую очередь степень солености воды) изменялся по-разному, будучи связан с различными причинами. Иначе говоря, развитие Кавказа происходило на два фронта, к двум базисам эрозии, каковыми служили Черное с Азовским и Каспийское моря, история которых до сих пор еще не увязана с необходимой точностью.

При этом большая часть Кавказа находилась и находится в сфере Каспийского моря, для которого имеется достаточно разработанная и полная схема стратиграфии. Поэтому мы считаем совершенно необходимым рассматривать все развитие Кавказа в четвертичном периоде на основе именно каспийской стратиграфии (Л. А. Вардапаниц, 45, 46; В. П. Колесников, 143), но здесь мы сталкиваемся с тем, что каспийская стратиграфия еще не увязана для этого периода с региональной стратиграфией Европы. Так, например, граница плиоцена и пестилиоцена приурочивается на Кавказе большинством геологов к грани между аншеронским и бакинским веком, т. е. к средней части эпохи чрезвычайно интенсивных горообразовательных движений, прервавших далеко зашедший здесь процесс пепеленизации, но подобное разграничение является в значительной мере условным. В связи с этим нет нужной уверенности и в правильности других сопоставлений, среди которых важнейшее место занимает синхронизация оледенений Кавказа, Русской равнины и Альп.

III. СВЯЗЬ МЕЖДУ ПОДНЯТИЯМИ ГОРНЫХ ОБЛАСТЕЙ И ОПУСКАНИЯМИ МОРСКИХ КОТЛОВИН

Крупные орогенетические движения, имевшие место перед и вслед за бакинским веком, имели своим следствием выпучивание Кавказского хребта и Антикавказа и, вместе с тем, прогибание в Предкавказьи (депрессии Кубани и Терека) и в бассейнах Рюна и Куры, связанное с прогибанием дна Черного, Азовского и Каспийского морей. Это вполне подтверждается одной, очень характерной особенностью расположения на Кавказе денудационных уровней на суше и осадков в морских бассейнах. Именно, мы имеем здесь повсюду «платицы».

На суше более древние денудационные уровни лежат на отметках более высоких, чем последующие уровни денудации. В предгорьях верхние (более древние) уровни, имеющие больший продольный уклон, снижаются, сближаясь с более молодыми уровнями, и затем, в области равнины, уходят под них. В морских же котловинах мы имеем нормальную последовательность накопления осадков (В. Д. Голубятников, 81, 82, 83; Д. В. Дробышев, 106, 107, 108; Г. Ф. Мирчинк, 184; И. Ф. Пустовалов, 221; А. Л. Рейнгард, 225, 239, 297; Е. В. Шанцер, 276; Н. С. Шатский, 277 и др.).

Следовательно, общее выпучивание Кавказа сопровождалось на его склонах как бы вращательным движением земной коры вокруг некоторой горизонтальной линии, более или менее совпадающей с линией предгорий. Отсюда надо сделать тот вывод, что амплитуда поднятий в горных областях и прогибаний в морских котловинах должна быть более или менее соизмеримой, а это приводит нас к заключению, что современные глубоководные котловины морей, смежных с Кавказом, образовались в значительной степени, или даже главным образом, в плейстоцене. Это может служить подтверждением идеи В. И. Батурина (17) о том, что в среднем плейстоцене Волга впадала в Каспий около Апшеронского полуострова.

По мнению В. И. Колесникова (142), начало образования глубоководных котловин Каспия следует относить к балаханскому веку. По нашему мнению, основанному на общем знакомстве с литературой, южная котловина Каспия возникла, повидимому, еще в конце миоцена, а северная — вероятнее всего в акчагыле или даже в начале антропока.

Прогибание дна Черного и Каспийского морей в эпохи орогенетических движений обуславливало значительное увеличение их объема, по-

этому такие эпохи должны были характеризоваться регрессией этих морей. При этом в Черном море значительные регрессии всегда сопровождались его резким опреснением, в связи с чем является несомненным то, что оно теряло в это время связь со Средиземным морем, так как иначе имел бы место приток соленой воды и осолонение. Поэтому нужно думать, что в эпохи орогенеза происходили поднятия также и в районе Босфора и Дарданелл.

В дополнение к этому можно допускать и иную зависимость, а именно, понижение общего уровня океанов в силу причин того же порядка, как и для бассейнов Черного и Каспийского морей, т. е. в связи с приподнятием их дна и увеличением объема океанических бассейнов в орогенетические фазы. Последнее, в принципе, является сейчас почти общепризнанным, и разногласия существуют, главным образом, лишь в вопросе об амплитудах подобного колебания уровня океанов. Для нас это не является столь существенным, так как достаточно понижения уровня в океанах всего на несколько десятков метров для того, чтобы произошла изоляция Черного моря, а такие амплитуды не вызывают возражений, ибо, по некоторым более или менее принятым предположениям, уровень океанов понижался в четвертичном периоде даже на многие сотни метров.

Таким образом, можно признавать несомненным, что в эпохи орогенетических движений на Кавказе уровень Черного и Каспийского морей должен был испытывать резкое снижение, амплитуда которого достигала, во всяком случае, многих десятков метров, заполнение же этих котловин пресной речной водой приводило к более или менее значительному их опреснению. Вместе с тем происходило расслоение воды в морских бассейнах (вверху слой пресной воды, внизу — соленой), имевшее своим следствием прекращение аэрации нижних слоев и возникновение в них сероводородного заражения.

В межорогенетические эпохи, когда общие движения земной коры принимали обратный знак, происходило большее или меньшее опускание выгнутых областей Кавказа, а вместе с тем происходило выравнивание дна прилегающих морей. Следствием этого должно было быть уменьшение объема их котловин, в связи с чем вода должна была «разливаться» по суше, т. е. наступала трансгрессия. Дополнительный приток пресной воды от таяния значительных масс ледников мог вызвать более или менее ясную вторую волну опреснения морской воды.

Для Каспия процесс развивался преимущественно таким именно образом, без существенного воздействия каких-либо иных факторов, в том числе и климатических. Подобная точка зрения, которую мы считаем единственно правильной, дана в работах Н. П. Герасимова (78), М. М. Жукова (118), В. П. Колесникова (142) и др. В противоположность этому П. В. Федоров (271) считает главным фактором каспийских трансгрессий и регрессий климатические изменения.

Для Черного же моря процесс чрезвычайно усложнялся как обратными движениями (опусканиями) в районе Босфора и Дарданелл, так и обратным повышением уровня океана. То и другое приводило к возобновлению связи Черного моря со Средиземным и к притоку больших масс соленой воды. Во всяком случае, мы должны признать, что к моменту возобновления этой связи уровень океана (и Средиземного моря, связанного с ним) был уже намного выше, чем в Черном море. В иных условиях не могло бы осуществиться быстрое вторжение больших масс воды из Средиземного моря в Черное.

IV. ЧИСЛО ОЛЕДЕНЕНИЙ И ИХ СВЯЗЬ С ЭПОХАМИ ОРОГЕНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ

Для бассейнов Черного и Каспийского морей сейчас почти общепризнано, что оледенения в прилегающих к ним горных странах в общем совпадали с эпохами регрессий в этих морях, т. е. следовали непосредственно после орогенических движений. Анализ геоморфологии Кавказа показывает, что главные фазы регрессий Черного и Каспийского морей совпадали, поэтому можно признать синхронность кавказских оледенений с эпохами имевших здесь место орогенических фаз и регрессий морей (А. П. Павлов, 197; Н. И. Андрусов, 4, 6, 7, 10; А. Д. Архангельский, 14; А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 15, 16; Н. П. Герасимов, 78; В. П. Колесников, 143; М. М. Жуков, 118 и т. д.).

Общей причиной такой зависимости является, по нашему мнению, изменение режима атмосферы и усиление ее плейстоценовой деятельности, как следствие изменения конфигурации континентов и морей в эпохи орогенических движений (Л. А. Варданянц, 36, 41, 49). К этому можно добавить также и общее понижение климатических зон атмосферы в связи с общим понижением уровня океанов во время орогенических фаз.

Почти все исследователи принимают, что на Кавказе было в пост-

плиocene четыре оледенения и что они соответствуют альпийским оледенениям гюнцу, минделю, риссу и вюрму. При этом для двух более древних оледенений, в качестве доказательства их существования, фигурируют только галечники террас и скопления крупных валунов. Обоснования такого рода являются, конечно, мало надежными, и ценность их очень хорошо была охарактеризована В. И. Грёмовым (94, стр. 91): «...по одному валуну, найденному в тайге, устанавливается не только факт следования данного района, но и принадлежность данного валуна к определенной ледниковой эпохе; аллювиальные пески, не содержащие даже валунов, принимаются за «безвалунную» конечную морену, а среди галечниковых прослоев в речных террасах с уверенностью выделяются миндельские, рисские и вюрмские горизонты и т. д.».

Некоторые авторы не только предполагают на Кавказе существование древних оледенений (гюнц и миндель), но и намечают границы распространения их ледников (А. Л. Рейнгард, В. И. Ренпартен и др.), между тем, как реально мы имеем в соответствующих случаях только доказательство усиленного размыва и связанного с этим накопления галечников и местами валунов. Такие скопления валунов, по общему их характеру, не имеют никакого сходства с типичными моренами, тем не менее они толкуются как конечные морены. При этом совершенно игнорируется то, что такого же рода образования, очень часто совершенно неотличимые от настоящих морен, могут создаваться селевыми и т. п. лавинами. О возможности такого рода ошибок предупреждал еще И. В. Мункетов в своем общезвестном курсе физической геологии.

В настоящее время можно считать для Кавказа реально существовавшими только два последних оледенения, одно из них в начале хазарского, а второе—в начале хвалынского века, с последующими стадиями отступания. Эти два оледенения с большой степенью вероятности составляют с альпийскими рисским и вюрмским оледенениями (В. И. Грёмов, 91). Что же касается двух более древних оледенений, гюнцкого и миндельского, то они для Кавказа являются более или менее вероятными, но пока о них следует говорить лишь как о возможном, но еще не вполне доказанном факте.

Вместе с тем вполне доказанным нужно признать то, что эпоха наиболее древних предполагаемых оледенений (гюнц и миндель) характеризовалась на Кавказе значительной климатической депрессией, начавшейся еще в плиоцене и обусловившей смену вечнозеленой флоры

листопадной (А. Н. Кристофович, 144; В. В. Богачев, 27; А. Г. Эберзин, 283). Как будет выяснено ниже, для второго оледенения мы еще можем наметить предположительно его максимальные границы, для первого же (наиболее древнего) оледенения нельзя сделать даже этого, и оно продолжает оставаться совершенно гипотетичным. Во всяком случае, размеры его должны были быть намного меньше, чем у последних двух оледенений.

У. ОСНОВЫ КОРРЕЛЯЦИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Наиболее трудным является вопрос о сопоставлении морских отложений Черного и Каспийского морей, до сих пор еще не имеющий окончательного решения. Для Каспийского моря, основываясь на материалах Н. И. Андрусова (3, 9), Д. В. Голубятникова (84, 86), В. В. Вебера (58, 59), О. Дашевской (98, 99), М. М. Жукэва (118) и др., можно дать следующую стратиграфическую схему (см. табл. 1).

Для Черного моря, по материалам Н. И. Андрусова (6, 7, 8, 10, 12, 13), А. Д. Архангельского (14), А. Д. Архангельского и П. М. Страхова (15, 16) и др., последовательность морских отложений может быть дана в следующем виде (см. табл. 2).

В эту схему мы не включаем два исторических момента, существование которых было предположено А. Д. Архангельским и П. М. Страховым без достаточных к тому оснований. Во-первых, нам представляется в их схеме совершенно излишней значительная регрессия между древнеевксинской и узунларской эпохами, так как узунларская фауна может быть свободно выведена из древнеевксинской путем небольшого притока соленой воды из Средиземного моря. На грани этих эпох мы не имеем резкого скачка в гидробиологическом режиме морского бассейна, каковой обязательно должен был бы иметь место при интенсивных дежжениях. Во-вторых, мы исключили послеузуларскую эпоху регрессии и опреснения моря, ибо нет никаких данных в пользу того, что такое опреснение действительно имело место.

Сравнивая фауну узунларского и карапатского бассейнов, можно без труда установить, что карапатская фауна отличается от узунларской только преобладанием средиземноморских форм, часть которых имеется уже и в узунларских отложениях, а это могло произойти по-

Стратиграфическая схема постплиоцена Каспийского моря

Комплексы отложений	Движения, регрессии и трансгрессии	Характерная фауна трансгрессий
Апшерон нижний		
Апшерон средний	Трансгрессия	<i>Apscheronia raricostata</i> Sjoegr.
Фаза движений, опускание дна, регрессия		
Апшерон верхний	Трансгрессия	<i>Apscheronia propinqua</i> Eichw.
Фаза движений, опускание дна, регрессия, пробел отложений		
Баку нижний Баку средний	Трансгрессия	<i>Didacna catillus</i> Eich., <i>Didacna parvula</i> Nalivk., <i>Didacna rudis</i> Nalivk.
Фаза движений, опускание дна, регрессия		
Баку верхний (переходные слои)	Трансгрессия	<i>Didacna carditoides</i> Andr.
Фаза движений, опускание дна, регрессия		
Хазарский ярус	Трансгрессия	<i>Didacna surachanica</i> Andr.
Фаза движений, опускание дна, регрессия		
Хвалынский ярус	Трансгрессия	<i>Didacna trigonoides</i> Pall., <i>D. praetrigonoides</i> Nalivk.
Фаза движений, опускание дна, регрессия		
Послехвалынский ярус	Трансгрессия	<i>Cardium edule</i> L.

Стратиграфическая схема постплиоцена Черного и
Азовского морей.

Комплексы отложений	Характерная фауна трансгрессий
Бурийские слои Краснодарский горизонт	
Фаза движений, регрессия ?	
Чаудиские слои	<i>Didacna tschadae</i> Andr.
Фаза движений, опускание дна, регрессия, опреснение моря	
Древнесевастопольские слои	<i>Didacna crassa</i> Eichw.
Вторжение соленой воды	
Узунларские слои	
Фаза движений, опускание дна, вторжение соленой воды	
Карагачские слои	<i>Cardium tuberculatum</i> L., <i>Tapes calverti</i> Newt.
Фаза движений, опускание дна, регрессия, опреснение моря	
Новоивановские слои	<i>Monodacna pontica</i> Eichw., <i>Didacna moribunda</i> Andr.
Фаза движений, опускание дна, вторжение соленой воды	
Древнечерноморские слои	<i>Cardium edule</i> L., <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam.
Фаза движений, опускание дна, регрессия, опреснение моря	
Отложения современного моря	В Азовском море без <i>Cardium edule</i> L.

Таблица 3

Свиты, эпохи, ярусы, орогенические фазы	П. А. Православлев 1926	В. П. Рейнгартен 1932	Г. Ф. Мирчинк		А. Л. Рейнгарт				Л. А. Варданыц 1932	А. А. Богданов 1933	С. А. Ковалевский 1936	В. П. Колесников 1942	М. М. Жуков		Л. А. Варданыц 1947									
			1932	1936	1932	1937	1938	1947					1935, 1945	1945										
Саринская	Стадии вюрма					Стадии вюрма		Даун	Стадии вюрма	Хвалын- ский цикл		Стадии вюрма	Стадии вюрма	После- хвалынский ярус Хвалынский ярус	П л е й с т о ц е н	Голоцен	Послехвалын- ский ярус	Стадии бюля	Верхнечетвертичный комплекс орогенических фаз и оледенений	Homo sapiens				
Джорданская							Гшнитц																	Ороген. фаза
Кемрудская																								
Хвалынская	Вюрм		Вюрм			Вюрм		Вюрм	Вюрм	Даун	Вюрм	Вюрм	Вюрм	Хвалынский ярус		Нео- плейстоцен	Хвалынский ярус	Стадии вюрма			Вюрм			
Орогенич. фаза																								
Ательская	Рисс-вюрм			Рисс		Рисс-вюрм		Рисс- вюрм	Рисс- вюрм	Хазарский	Гшнитц	Рисс- вюрм	Рисс- вюрм	Хазарский	Мезо- плейстоцен		Хазарский ярус	Рисс- вюрм						
Хазарская	Рисс		Рисс	Миндель- рисс		Рисс 1		Рисс	Рисс	цикл	Бюль	Рисс- вюрм	Рисс- вюрм					Хвалынский ярус		Ороген. фаза	Рисс			
Косожская						и	Рисс	Мин- дель- рисс	Рисс	Косожский цикл	Вюрм	Рисс	Рисс											
Орогенич. фаза						Рисс 2																		
Астраханская	Риндель-рисс				Миндель- рисс	Миндель- рисс	Миндель- рисс		Миндель- рисс	Сингиль- ский цикл		Миндель- рисс	Миндель- рисс	Бакинский	П л е й с т о ц е н	Эоплейстоцен	Бакинский ярус	Миндель- рисс	Нижнечетвертич- ный комплекс оро- генических фаз и оледенений	Homo primigenius				
Сингильская		Миндель ?																Верхний апшерон			Ороген. фаза	Миндель		
Бакинская	Миндель		Миндель	Миндель	Миндель	Миндель	Миндель	Миндель; Гюнц- миндель	Миндель	Бакинский ярус		Миндель	Миндель	ярус									Верхний апшерон	Гюнц- миндель
Орогенич. фаза																								
Верхний апшерон		Гюнц	Гюнц	Плиоцен; Гюнц- миндель	Гюнц- миндель	Гюнц- миндель	Гюнц	Гюнц	Гюнц-		Рисс			Апшерон-	Плиоцен		Средний и нижний апшерон		Pitcanthropus					
Орогенич. фаза										миндель										ский	Ороген. фаза			
Средний апшерон				и	Гюнц									ярус						Ороген. фаза				
Нижний апшерон				гюнц					Гюнц			Гюнц?												Ороген. фаза
Орогенич. фаза															Ороген. фаза									
Акчагыл											Миндель							Акчагыл						

Таблица 4

Схемы сопоставления черноморских четвертичных отложений соледенениями и с каппийскими четвертичными отложениями, поразным авторам

Эпохи Черномор- ского бассейна	Н. И. Андрусов		А. П. Пав- лов	П. А. Двойченко	А. Д. Архангельский		Г. Ф. Мирчинк		Б. Л. Личков	И. М. Губ- кин и М. И. Варенцов	А. Л. Рейнгард	
	1912, 1918	1925	1925	1926	1932	1938	1932	1936	1933	1934	1937	1947
Совре- менная												
Древне- черномор- ская				(Третье) вюрмское оледенение				После- вюрм- ское время				Ста- дии вюрма
Ново- евксинская	Вюрм	Рисс	Вюрм, хва- лын	хвалын		Вюрм ?	Вюрм, хва- лын	Вюрм, хвалын	Вюрм, Мо- настырская терраса	Трансгрес- сия Каспия с	Вюрм, хва- лын	
Карангат- ская	Рисс- вюрм	Мин- дель- рисс	Рисс- вюрм	Межледни- ковые (шелл)	Ритс- вюрм	Рисс- вюрм		Рисс- вюрм	Рисс, Тирренская терраса	Хвалын	Рисс- Рисс- вюрм, вюрм, атель атель	
Узунар- ская					Мин- дель- рисс	Миндель- рисс		Миндель- рисс, хазар				
Древне- евксинская	Миндель- рисс		Рисс, хазар	(Второе) саксонское оледенение, рисс, хазар		Миндель	Мин- дель- рисс, баку	Миндель и гюнц- миндель, баку	Миндель, Милацкая терраса	хазар		Мин- дель- рисс
Чаудинская	Доледин- ковая эпоха		Мин- дель, баку	Первое оледенение, миндель, баку				Апшерон		Баку		

средством дополнительного притока соленых вод из Средиземного моря в узунларский бассейн, без промежуточного опреснения такового. Фауна узунларского бассейна занимает совершенно ясное промежуточное (переходное) положение между фауной древнеевксинского и карагатского бассейнов.

Эти три эпохи (древнеевксинская, узунларская и карагатская) и соответствующие им морские бассейны дают только один цикл развития морского бассейна, от сильного его опреснения в начале древнеевксинской эпохи до сильного осолонения в конце карагатской эпохи. Для всего этого цикла мы не имеем никаких убедительных доказательств того, что действительно существовал хотя бы один момент, когда уровень моря снижался ниже уровня Босфора. Иначе говоря, в течение всего этого цикла Босфорский пролив функционировал непрерывно и непрерывно подавал в Черное море соленую воду, но дважды, в начале узунларской и карагатской эпох, подача соленой воды резко усиливалась, повидимому, в связи со значительным опусканием дна Черного моря, подобно тому, как это произошло позже, в начале древнечерноморской эпохи.

После карагатской эпохи имел место второй аналогичный цикл развития Черного моря, включающий новоевксинскую и древнечерноморскую эпохи. Этот второй цикл также начинается режим опреснением Черного моря и заканчивается его значительным осолонением. Наконец, намечается и третий цикл, после-древнечерноморский, также начинающийся более или менее значительным опреснением морского бассейна.

Во всех этих случаях причиной опреснений нужно считать резкое изменение режима Босфора—его закрытие и, вместе с тем, резкое изменение соотношения уровней Черного моря и океана. В моменты опреснений уровень Черного моря стоял выше, а в моменты осолонения — ниже уровня океана, ибо только при этом условии могло происходить усиленное перетекание воды в одну или в другую сторону. Из сказанного можно сделать только тот вывод, что моменты интенсивного опреснения Черного моря должны были совпадать с моментами интенсивных поднятий в окружающих его горных странах, т. е. с эпохами орогенических фаз.

На прилагаемых двух таблицах (см. табл. 3 и 4) даны главные схемы синхронизации черноморских и каспийских отложений, имеющиеся в опубликованной литературе. Эти таблицы показывают, что

полной согласованности пока еще нет, и узловыми моментами являются здесь три: во-первых, где проводить нижнюю границу постплиоцена, во-вторых, какому ярусу или подъярусу каспийских отложений соответствуют карангатские слои, и, в-третьих, чему соответствуют чаудинские слои Черного моря.

VI. ГРАНИЦА ПЛИОЦЕНА И ПОСТПЛИОЦЕНА И ОБЩАЯ СХЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗДЕЛЕНИЯ ПОСТПЛИОЦЕНА

Границу плиоцена и постплиоцена можно было бы проводить по одному из трех признаков: по фауне, по этапам изменения климата и по тектоно-геоморфологическому критерию. Поскольку первые два отпадают в силу отсутствия надежных фактов и стратиграфических реперов, постольку мы можем базироваться только на третьем, в основе которого лежит динамика проявления орогенетических процессов, определявших геоморфологическое развитие страны.

Детальные исследования Кавказа, проведенные в течение последних 10—20 лет, дают возможность с полным обоснованием выделять здесь в верхнем плиоцене и в постплиоцене три крупных этапа орогенеза, каждый из которых состоит из нескольких более или менее интенсивных и сближенных во времени орогенетических импульсов (фаз), сами же этапы разделены значительным промежутком, в течение которого орогенез проявлялся несравненно слабее. Первый из этих этапов падает на промежуток между понтом и ачлагылом, второй—охватывает весь верхний апшерон и, может быть, самые низы бакинського яруса, а третий—начавшийся перед хазарским ярусом, продолжается до сих пор.

В течение последних лет исследователи в громадном большинстве проводили границу плиоцена и постплиоцена между апшероном и баку, т. е. внутри тектоно-геоморфологического цикла, точнее, внутри начальной его стадии, представленной орогенетической фазой. Мы признаем это неправильным и считаем нужным провести границу в начале цикла, т. е. в начале орогенетической фазы. По такому принципу можно было бы наметить три положения этой границы: в конце понта, в конце среднего апшерона и в конце баку (перед началом хазара), но, поскольку большинством принимается, что апшерон принадлежит еще плиоцену, постольку мы останавливаемся на промежуточном решении и проводим границу под верхним апшероном и, тем самым, переносим верхний апшерон в постплиоцен.

При таком решении в постплиоцене будут находиться два крупных орогенических комплекса (или две сложных орогенических фазы), нижне- и верхнечетвертичный, уже раньше получившие признание (Л. А. Варданянц, 46, 52; Г. Ф. Мирчинк, 187; и др.). В состав первого из них входят две крупные фазы орогенеза—в низах верхнего апшерона и в его верхах (фазы эти можно назвать предверхнеапшеронской и предбакинской). В состав второго комплекса входят три крупные орогенические фазы—в низах хазара, в низах хвалына и в начале послехвалынской эпохи (их можно назвать предхазарской, предхвалынской и послехвалынской), причем наибольшей интенсивностью отличались первая и, повидимому, третья. С первым комплексом совпало значительное опреснение Каспия.

Каждая из орогенических фаз обоих комплексов обуславливала более или менее значительную регрессию Каспийского моря и понижение его уровня. В промежутке между орогеническими комплексами, охватывающем почти весь бакинский ярус, можно выделить дополнительную орогеническую фазу, на грани между верхним баку и переходными слоями, по схеме В. В. Вебера (58) и О. Даниевской (99), но по интенсивности она значительно уступала главным фазам предшествовавшего и последующего комплексов.

На Кавказе и в Поволжье оледенение, следовавшее непосредственно за предхазарской фазой, принято называть рисским, а оледенение, следовавшее за предхвалынской фазой—вюрмским. Имеются некоторые основания в пользу того, что эти оледенения соответствуют альпийским риссу и вюрму (В. И. Громов, 91). Это дает основание считать оледенение, следовавшее за послехвалынской фазой, синхроничным бюльско-й фазе (стадии) Альп. Исходя из этого, мы должны были бы считать идентичным альпийскому минделю то, гипотетическое для Кавказа, оледенение, которое могло следовать за предбакинской орогенической фазой, а гюнцское оледенение, также гипотетическое для Кавказа, нужно было бы поставить введ за предверхнеапшеронской орогенической фазой.

Такое решение дает полную (хотя бы даже и формальную) увязку Кавказа с Альпами. Именно, все четыре оледенения Кавказа располагаются в этом случае в постплиоцене, нижняя граница которого совпадает с началом древнейшего из них. Кроме того, мы имеем две крупные волны сближенных оледенений, гюнц-миндельскую и рисс-вюрм-

скую, разделенные очень продолжительным интергляциалом, охватывающим, в наших условиях, почти весь бакинский ярус, в широком его понимании. Примерная продолжительность этих этапов оледенений и разделяющего их интергляциала получается, в общем, очень близкой к тому, что дает для Альп общепризнанная схема А. Ренка (287), согласно которой гюнц-миндельский гляциал имеет продолжительность около 100, рисс-вюрмский около 100—120, а разделяющий их интергляциал около 300 тысяч лет, при общей продолжительности постглюациала около 500 тысяч лет.

В условиях Кавказа, а также, повидимому, и Русской равнины, климатическая депрессия во время второго этапа оледенений была гораздо более значительной, в связи с чем можно согласиться с В. И. Громовым (91, 93, 94, 95) в смысле объединения рисского, вюрмского и бюзьского оледенений в один комплекс, рассматривая эти следенения как крупные его фазы. Гюнц-миндельский этап, по отношению к рисс-вюрмскому, был как бы подготовительной стадией, а для него самого подготовительным было то похолодание в ашугатле и особенно в аншероне, в связи с которым вечнозеленая флора сменилась в Закавказьи листопадной (В. В. Богачев, 27; А. Н. Криштофович, 144; А. Г. Эберзин, 283).

В. ОБЩАЯ СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ПОСТГЛЮЦИАЛА ЧЕРНОМОРСКО-КАВКАЗСКО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Перейдем к рассмотрению возможных вариантов сопоставления четвертичных образований Кавказа и Каспийского и Черного морей. В данном случае палеонтологический критерий отпадает почти полностью и может служить в качестве лишь дополнительного коррелирующего фактора, так как смежные с Кавказом морские бассейны развивались в значительной степени изолированно, и одна фауна могла появляться в них не строго одновременно, а ступенями, т. е. в одном из бассейнов раньше, чем в другом.

В связи с этим главным критерием для сопоставления должна служить, повидимому, только общая последовательность тектонических движений, которые проявлялись по обе стороны Кавказа одновременно и с одинаковой, примерно, интенсивностью. Для Каспия выше было установлено наличие крупных орогенических фаз в верхнем аншероне (включая и начальные моменты бакинского века), затем в начале ха-

зарекского, хвалынского и послехвалынского веков. В Черноморском бассейне крупные движения, приводившие к закрытию Босфора, имели место перед древнеевксинской, перед новоевксинской и после древне-черноморской эпох. Возможные варианты сопоставления Каспия с Черным морем сводятся, следовательно, к тому, чтобы те или иные фазы орогенических движений одного и другого бассейна приравнять друг другу.

Схемы синхронизирования четвертичных черноморских и каспийских морских отложений и континентальных образований Кавказа можно найти в работах ряда авторов, но анализ материалов показывает, что все это лишь повторение того, что было предложено Н. И. Андрусовым (6, 7, 10) и А. П. Павловым (197), и самостоятельные решения были даны только ими. При этом после 1925 г. общепринятой оказалась точка зрения школы А. П. Павлова (А. Д. Архангельский, 14: И. М. Губкин и М. И. Варенцов, 96), совпадающая со старой точкой зрения Н. И. Андрусова, от которой он в 1925 г. отказался. Новая же точка зрения Н. И. Андрусова даже не привлекла внимания. В то же время степень обоснованности сопоставлений в обоих случаях совершенно одинакова, так как схемы эти в равной мере признавались самими авторами вполне гипотетическими.

Одной из главных причин запутанности вопроса является то, что исследователи, не имея нужных фактов, прибегают к посредству промежуточного звена, используя в качестве такового названия альпийских отложений и забывая, что эти названия для Кавказа, а вместе с тем и для Черного и Каспийского морей являются всего лишь буквенным символом, не имеющим определенного и законченного содержания.

В основе принятых сейчас схем лежит вариант, предложенный А. П. Павловым (197) и доведенный до логического завершения И. М. Губкиным и М. И. Варенцовым (96). Согласно этому варианту, фаза движений преддревнеевксинская приравнивается к предхазарской фазе, а фаза предноевксинская — к послехвалынской. Соответственно этому, карпатская эпоха падает на хвалынский век. При всей ее внешней логичности эта схема приводит к парадоксам, очень трудно разрешимым.

Во-первых, эта схема обязывает нас признать, что в Черном море были в послехвалынское время три трансгрессии, между тем, как в Каспии только одна значительная трансгрессия (с *Cardium edule*), причем понижение уровня Черного моря было в начале этой эпохи более значительным, чем в Каспии.

Во-вторых, средние и наибольшие амплитуды поднятия береговой линии (т. е. высота террас) на Черном море оказываются гораздо более значительными, чем для Каспия даже в районе Апшеронского полуострова, между тем на Черном море ступенчатость поднятия главного склона Кавказского хребта должна была бы результировать меньшее поднятие береговой линии.

В-третьих, совершенно не увязывается то, что в районе Сухуми на террасе, покрытой вероятнее всего карагатскими (т. е., по схеме Н. М. Губкина и М. И. Варенцова, после-ресс-варьмскими) отложениями, найдены *in situ* орудия культуры мусье, датируемой как конец киндель-ресса и ранний ресс.

Наконец, в-четвертых, эта схема чрезвычайно запутывает положение чаудинских слоев, приравнивая их ко всему бакинскому ярусу, в широком его понимании. Дело в том, что каспийские формы в составе фауны чаудинских слоев (*Didacna catillus*, *D. parvula* и *D. rudis*) характеризуют только нижние и средние слои бакинского яруса, но не верхние его горизонты, где на смену этим формам приходит *Didacna carditoides* (переходные слои В. В. Вебера, 58; и О. Дашевской, 99).

В связи с этим нужно было бы признать на Черном море колоссальный пропуск отложений, охватывающий почти весь бакинский век, а без этого предположения было бы парадоксальным то, что в противоположность более молодым отложениям, дающим в Черном море такое же, или даже большее число ступеней, чем в Каспии, мы имели бы для бакинского яруса в Черном море только одну ступень отложений, вместо трех, резко выделяющихся в Каспии.

В схеме Н. М. Губкина и М. И. Варенцова не учитывается также и то, что указанные выше формы, появившиеся уже в нижнем баку Каспия в пышном развитии, должны были пройти где-то подготовительный этап развития, прежде чем они иммигрировали в Каспий. Вместе с тем является странным то, что эти формы, вымирающие в самом Каспии в верхних горизонтах бакинского яруса, вдруг появляются в широком развитии в другом бассейне, в слоях чауды, относимых некоторыми исследователями к самым верхам бакинского яруса.

В то же время, если основываться на некоторых предположениях Н. И. Андрусова (8, 9), можно было бы допускать, что типичные бакинские формы иммигрировали в Каспий из Черного моря, а это приводит к предположению, что чаудинские слои должны быть, в верхнем пределе их возраста, не моложе начала или середины нижнего отдела

бакинского яруса. Все эти противоречия, сопровождающие схему Н. М. Губкина и М. И. Варенцова, остаются совершенно нерешенными, в связи с чем и сама схема эта не может быть признана вполне удовлетворительной для данного момента.

Второй вариант решения проблемы сопоставления пестилациониз Каспия и Черного моря был предложен, как отмечено выше, Н. И. Андрусовым. В более ранних работах Н. И. Андрусов (6, 7) приравнивал отложения с *Cardium tuberculatum* к рисс-ворму, что, по общепринятым представлениям того времени, должно было отвечать хазарскому веку. В работе 1925 г. (10) он предложил уже иное сопоставление, а именно, поставил эти отложения в мидель-рисс, приравняв их к послесаксенской эпохе. В эпохе же рисской он отнес уже отложения с *Dressensia* и *Monodacna pontica*, тождественные нововесненским отложениям стратиграфической схемы А. Д. Архангельского и П. М. Страхова (15, 16). Поскольку в то время (1925 г.) уже почти всеми признавалась одновременность рисской и хазарской эпох, постоянно это сопоставление Н. И. Андрусова ставит отложения с *Cardium tuberculatum* (т. е. карангатские) под хазарский ярус, а следовательно, приравнивает их к верхам бакинского яруса.

Вариант Н. И. Андрусова не получил полного логического развития и остался незавершенным. Между тем, этот вариант дает возможность составить схему, более отвечающую фактам и не сопровождающуюся таким количеством парадоксов, как схема Н. М. Губкина и М. И. Варенцова. Развивая новую схему Н. И. Андрусова, мы должны приравнять послехвалыинскую фазу движений Каспия к фазе последнеивчерноморской, фазу предхазарскую—к фазе преднововесненской, а фазу преддревнеевксинскую—к фазе предбакинской или к одной из второстепенных фаз в низах бакинского яруса.

В этой схеме карангатские отложения являются аналогами верхов бакинского яруса, а чаудинские слои—аналогами самых низов бакинского яруса или даже аналогом верхнего апшерона. Более древние, гурийские слои сохраняют свое положение аналогов нижнего и среднего апшерона. Наконец, древнечерноморские отложения являются в этой схеме аналогами хвалыинских отложений Каспия.

В таком виде эта схема хорошо увязывается со всеми известными фактами, в числе которых важное место занимают разрезы буровых скважин на Маныче. Именно, по материалам Ф. Ф. Гельмана (87, 88), В. А. Кузнецова (149, 150), К. И. Лисицына (164, 166) и В. В. Ве-

бера и Ст. М. Ильинского (292) на Маныче хорошо выражена третья терраса, высотой около 15 м, покрытая отложениями с фауной типично хвалынской, сменяющейся в более восточных частях района смежной каспийско-черноморской фауной, в составе которой черноморские формы тождественны формам, характерным для древнечерноморского бассейна.

Буровые скважины, пройденные в районах Дивного и Приютного, показали, что под мощной толщей суглинков, подстилающих хвалынские отложения, лежат на глубине до 35—40 м (на отметках около—10 до—15 м) и глубже пески с черноморской фауной, признаваемой К. И. Дениным типично-туберкулятовой, а еще на 5—10 м ниже другие скважины вскрывают в этом же районе отложения с типичной бакинской фауной, характерной для нижних и средних его горизонтов.

Мощные суглинки района Маныча всеми исследователями относятся к хазарскому веку (ательская эпоха), ибо везде они перекрываются отложениями размывавшего их хвалынского моря. Следовательно, нижний горизонт с черноморской фауной Маныча должен быть дохазарским, т. е. верхнебакинским, а этому горизонту в Черноморском бассейне могут отвечать только карангатские отложения, во всяком случае, отложения, предшествовавшие пред-новоевксинской регрессии и опреснению Черного моря.

Предлагаемая нами схема вполне увязывается также и с находками палеолитических орудий в отложениях, покрывающих террасы в окрестностях Сухуми и Очемчир. В этом районе, по материалам В. И. Громова (93, 94) и Е. В. Шандера (276), орудия эпохи мустье найдены *in situ* в делювиальных отложениях, покрывающих галечники третьей (33—40 м) и четвертой (60—75 м) террас. По В. И. Громову (93, 94), мустье характеризует поздний мицдель-рисс и, особенно, ранний рисс, а третья терраса района Сухуми, по аналогии с районом Сочи (А. Г. Эберзин и П. Н. Ивченко, 285), должна относиться, вероятнее всего, к карангатской эпохе, т. е. по нашей схеме, к концу мицдель-рисса. Согласно получается полное, так как в карангатскую эпоху терраса эта представляла еще пляж, непригодный для проживания, покрытый же ее делювиальными суглинистыми отложениями могло произойти уже в следующую, новоевксинскую эпоху, отвечающую риссу, и в более поздние моменты, отвечающие рисс-ворму. Такое же согласие получается и для находок ашельских орудий, обнаруженных на пятой (80—90 до 130 м) террасе, покрытой красноземной корой выветрива-

ния. Апсальская культура относится, по В. И. Громову, к миндель-риссу, а пятая терраса, по нашей схеме, относится к нижнему баку, т. е. к минделю или к раннему миндель-риссу. Таким образом, в обоих случаях террасы немного древнее той культуры, которая найдена в делювиальных отложениях, покрывших террасу после того, как она уже сформировалась.

Вполне удовлетворительная увязка получается также и для остатков позвоночных. Так, на Таманском полуострове в чаудинском конгломерате обнаружены кости *Elasmotherium caucasicum* Bor. и *Elephas trogontherii* Phol. (И. М. Губкин и М. И. Варенцов, 96), которые соответствуют, по В. И. Громову, нижней части доледникового периода, т. е. эпохе минделя или раннего миндель-рисса, а это, по нашей схеме, отвечает нижним горизонтам бакинского яруса. Аналогичную картину согласия мы имеем и для северного побережья Азовского моря, где в нижних горизонтах палеудиновых песков с *Vivipara diluviana*, сопоставляемых с древнеевксинскими отложениями, найдены *Elephas wüsti* M. Pavl. и *Bison schoetensacki*, относимые В. И. Громовым (95) к минделю, т. е. по нашей схеме, к нижнему баку. Тут же суглинки, местами красно-бурые, содержат фауну *Elephas trogontherii* (primigenius), Bovidae, Equidae (по В. И. Громову, миндель-рисс), а эквиваленты этих суглинков—лиманные отложения с *Dreissensia*, *Unio*, *Lymnaea*, *Bithinia*, *Planorbis*, *Lithoglyphus* и др. признаются аналогами древнеевксинских отложений.

В предлагаемой нами схеме не вполне решенным является только вопрос о положении чаудинских слоев. Поэтому, допуская, что они отвечают, вероятнее всего, пробелу между верхним апшероном и нижним баку, мы оставляем их все же еще в бакинском ярусе, как аналог самых нижних его горизонтов. Можно указать также на то, что Н. И. Андрусов, вначале (8 и др.) признавая чаудинские слои аналогом бакинских, но затем (13) почти отказался от такого сопоставления в силу недостаточной его обоснованности. Таким образом, наша схема имеет следующий вид (см. табл. 5).

Принимаемая нами схема дает, таким образом, полную увязку Черного и Каспийского морей, и ни в одном из них не остается таких стратиграфических единиц, которые не имели бы своих аналогов в другом бассейне. Вместе с тем, карагатская эпоха, знаменующая в Черном море момент его наибольшего осолопления и наиболее теплого климата (по Н. И. Андрусову, 10), вполне увязывается в физико-

Таблица 5

Сравнительная стратиграфическая схема постплиоцена Черного моря, Кавказа и Каспийского моря

(Поднятия в области Кавказа и опускания в областях морей совпадают с орогеническими фазами. С промежуточными эпохами обратных движений совпадают трансгрессии морей и межледниковые эпохи).

Босфор	Черное море	Кавказ	Каспийское море
	Гурийские слои		Нижний и средний апшерон
Зак- рыт (?)	Регрессия и опреснение (?)	Поднятие и оледене- ние (гюнц)	Опускание, регрессия
	Краснодарский горизонт (?)	(гюнц-миндель)	Верхний апшерон
	Чаудинские слои	Поднятие и оледене- ние (миндель)	Опускание, регрессия
	Древнеевксинские слои, Узунларские слои	(Миндсль-рисс)	Нижний баку Средний баку
От- крыт	Опускание, вторжение соленой воды		Поднятие Регрессия
	Карангатские слои		Верхний баку (переходные слои)
Зак- рыт	Опускание, регрессия, опреснение	Поднятие и оледенение (рисс)	Опускание, регрессия
	Новоевксинские слои	(рисс-вюрм)	Хазарский ярус
От- крыт	Опускание, вторжение соленой воды	Поднятие и оледенение (вюрм)	Опускание, регрессия
	Древнечерноморские слои	(стадии вюрма)	Хвалынский ярус
Зак- рыт	Опускание, регрессия опреснение	Поднятие, оледенение (бюль или неовюрм)	Опускание, регрессия
	Современные отложения	(стадии бюля)	Послехвалынский ярус

географическом отношении с тем горизонтом красных и красно-бурых глин, широко развитых в Северном Предкавказьи и в Ергенях, который с очень большим обоснованием относят к верхам бакинского века, т. е. к конечным моментам межорогенического и межледникового периода, когда климат должен был быть наиболее теплым.

По нашей схеме, гюнц Кавказа одноступенный, а миндель трехступенный (включая сюда и весь миндель-рисс). Рисс является одноступенным, а вюрм—двухступенным, если считать бюль, приуроченный к послехвалынской регрессии, как стадию вюрма. С равным правом можно выделять три самостоятельных оледенения—рисс, вюрм и бюль.

В пользу выделения бюля в качестве самостоятельного оледенения говорит то, что во всех частях Кавказа, изученных сколько-нибудь детально, речные террасы и морены бюля резко отличаются от более древних своей исключительной свежестью, совершенно ясно говорящей о том, что это не стадия предыдущего цикла оледенения и эрозии, а вполне самостоятельный цикл, начало которого связано с крупной фазой орогенических движений, имевших место вслед за хвалынской трансгрессией.

Таким образом общая история Черного и Каспийского морей, при сходстве некоторых элементов, имеет также и существенные различия. В Каспийском море орогенические движения каждый раз приводят к понижению уровня и к заполнению морской котловины пресной водой, в связи с чем происходит некоторое опреснение моря, компенсирующее впоследствии за счет концентрации солей при испарении воды. В межорогенические фазы трансгрессирует сначала соленое море, а затем в северной части моря наступает вторая фаза опреснения, в связи с притоком больших количеств воды от таяния ледников. Подобная схема дана М. М. Жуковым (118) и ее нужно считать вполне обоснованной.

В Черном море процесс протекает несколько иначе. Здесь орогеническая фаза не всегда приводит к изоляции Черного моря от Средиземного. Если эта изоляция произошла, то здесь, как и в Каспийском море, происходит понижение уровня и значительное опреснение верхних слоев морской воды. Если же изоляции не было, как например, в момент движений после нововексинских, предзундских и предкарапатских, сильно увеличивших объем котловины, то происходит вначале кратковременное понижение уровня (при этом может иметь место кратковременное полное осушение бассейна Азовского моря и северо-запад-

ной части Черного), вслед за которым происходит грандиозное вторжение соленой воды и резкое осолощение.

Поэтому в Черноморском бассейне было бы неправильным для каждого момента орогенических движений предусматривать, в качестве обязательного следствия, его опреснение; все зависит от того, насколько велика была амплитуда этих движений в районе Босфора и Дарданелл. Так же точно и в межорогеническую фазу в Черном море в одних случаях может иметь место вторжение соленой воды, как например в карпатскую эпоху, а в других—наоборот, возможно даже еще большее опреснение, в силу более высокого стояния воды в Черном море, как это было, повидному, в новейшее время.

В результате всего этого в Каспийском море с конца плиоцена мы имеем последовательное его ступенчатое осолощение, а в Черном море мы имеем два закончившихся цикла осолощения и третий, только начинающийся и находящийся еще в первоначальной фазе опреснения. Первые два цикла Черного моря полностью совпадают с циклами оротенических фаз (бакинская трехстепенная фаза и хазарская двухстепенная, включая в нее и хвалынский век), третий же цикл осолощения Черного моря развивается, повидному, уже по иному плану, и будущее его полностью зависит от событий в районе Босфора и Дарданелл.

В первых двух циклах Черного моря конечной фазой изменения гидрологического режима является резкое осолощение в связи с бурным вторжением средиземноморских вод, принесших сюда также и соответствующую фауну. В связи с этим в Черном море мы имеем несколько моментов резкой смены его населения и господство либо фауны каспийского, либо средиземноморского типов. В Каспийском же море мы имеем в пастинаocene, в общем, последовательное развитие фауны одного и того же типа, и лишь в самые последние моменты истории здесь широко развиваются некоторые представители средиземноморской фауны.

История проникновения средиземноморских представителей в Каспийское море освещена еще недостаточно, поэтому мы считаем необходимым остановиться на этом вопросе. Принято думать, что эта фауна попала в Каспий в самом начале послехвалынской трансгрессии, но это совершенно не увязывается с фактами. Исследования на Маныче (Ф. Ф. Гольцев, 87, 88; В. А. Кузнецов, 143, 150; Е. И. Лисовый, 164, 166) показывают, что эта фауна проникала к самому Манычскому водоразделу по меньшей мере два раза, до и после отложения хазар-

ских суглинков, и в обоих случаях она существовала здесь в сообществе каспийской фауны.

Следовательно, в оба эти момента существовала связь Черноморско-Азовского и Каспийского бассейнов посредством более или менее широкого пролива, по которому фауна могла мигрировать в одну и в другую сторону. Но в предказарское время соленость в северной части Каспия была еще недостаточно высокой, поэтому средиземноморская фауна, проникая сюда, гибла. В хвалынское же время, когда соленость Каспия уже поднялась в достаточной мере, средиземноморская фауна, проникнув в Каспий, смогла акклиматизироваться в нем.

Последовательность событий должна быть следующей. Средиземноморская фауна окончательно проникает в Каспий во время хвалынской трансгрессии, но во время ее еще не успевает развиваться достаточно широко. Послехвалынская регрессия уводит эту фауну далеко на юг, в южные, более соленые и более теплые области Каспия, так сказать, на курорт, где эта фауна широко развивается, и затем, во время послехвалынской трансгрессии, сразу разбрасывается по всему побережью Каспия. Таким образом, последние трансгрессии Черного и Каспийского морей с *Cardium edule* отнюдь не совпадают во времени, а следуют одна после другой, причем в Каспий эта трансгрессия запаздывает по сравнению с Черноморской.



VIII. ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИИ ТЕРРАС

До последнего времени существенным пунктом расхождения между исследователями был вопрос о возрасте речных террас Кавказа. Основной причиной этого была примитивность подхода к решению данного вопроса. Именно, почти все исследователи разделяли четвертичный период на три или четыре этапа (гюнц, миндель, рисс и вюрм) и приравнивали их тем или иным образом к ашперонскому, бакинскому, хазарскому и хвалынскому ярусам. Признавая вместе с тем двучленность минделя, рисса и т. д., они отводили на долю каждого из этапов только одну речную террасу, совершенно не считаясь с тем, что на побережьях Кавказа некоторым стратиграфическим ярусам соответствуют несколько террас, каждая из которых увязывается с отдельной террасой в речных долинах.

В этом отношении особенно показательны районы Ашперонского полуострова, нижнего течения р. Куры и частью Дагестан, где бакин-

скому, хазарскому и даже хвазынскому ирусам соответствует не менее двух или даже трех самостоятельных террас, протягивающихся также и в горную область. В горной же области эти террасы не только не сливаются друг с другом, но, наоборот, еще больше расходятся, по принципу «ножниц».

Иначе говоря, число речных и морских террас в два—три раза больше, чем число главных стратиграфических подразделений. До сих пор с этим обстоятельством мало считались, и поэтому возраст верхних денудационных поверхностей Кавказа получался чуть ли не миоценовым. Если же отнестись с должным вниманием к этому явлению множественности террас в каждом стратиграфическом подразделении, то на Кавказе почти не останется места для денудационных поверхностей, более древних, чем самые верхи плиоцена.

Историю морей, в частности Черного и Каспийского, мы познаем, главным образом, посредством изучения их террас. Террасы эти могут быть двух родов—террасами регрессий и террасами трансгрессий. В настоящее время доступны для изучения, повидному, только вторые, террас же регрессионных, достаточно ясных, мы не знаем еще ни в Черном, ни в Каспийском море. Причина этого заключается в том, что в моменты регрессий уровень морей стоял намного ниже современного (достоверные сведения об этом дают цифры порядка многих десятков метров), и соответствующие террасы, если они даже смогли образоваться, повидному, погребены сейчас на дне морей, под более молодыми отложениями.

В связи с этим мы теряем возможность судить о том, насколько продолжительными были промежутки низкого стояния уровней, а вместе с тем мы не можем получить правильного представления о населении морей в эти моменты их истории, не говоря уже о том, что мы не знаем даже истинных амплитуд понижения уровня морей. В течение ближайших десятилетий пробел этот едва ли может быть восполнен новыми исследованиями.

IX. СОЛЕВОЙ РЕЖИМ КАСПИЯ И КАСКАД МОРЕЙ

Необходимо остановиться еще на вопросе о солевом режиме Каспийского моря, поскольку он имеет значение для правильного понимания взаимоотношения Черного и Каспийского морей и развития в них той или иной фауны. В настоящее время соленость вод Каспия равна

1,3‰, из которых на долю хлористого натра падает 62,5%, а остальные составляют почти исключительно сульфаты. Главное питание Каспий получает от Волги, дающей 81,6‰ всего речного притока, который эквивалентен слою в 750 мм воды на поверхности Каспия. Волжская вода также богата сульфатами, и при общей ее солености в 0,028‰, на долю хлористого натра приходится 0,0029%.

Таким образом, реки приносят в Каспий ежегодно количество поваренной соли, составляющее около 0,00061 от того ее количества, которое содержится в водах Каспия. При продолжительности четвертичного периода в 500—600 тысяч лет и при условном допущении, что средний расход рек и средняя их соленость были, примерно, такими же, как и в настоящее время, общее количество хлористого натрия, принесенного в Каспий, оказывается в 5—6 раз больше того, что здесь имеется в настоящее время. При этом мы не считаем еще той соли, которая имела в Каспии к началу постгляциала, и той соли, которая периодически выбрасывалась в Каспий водами, стекавшими из Средней Азии.

Количество хлористого натрия, содержащегося в настоящее время в водах Каспия, эквивалентно его сплошному слою, толщиной около 1 м, покрывающему всю площадь Каспия. За весь четвертичный период реками было принесено в Каспий соли в таком количестве, которое эквивалентно слою, толщиной до 5—6 м; следовательно, куда-то «исчезло» колоссальное количество соли.

Конечно, значительное ее количество осталось с морскими отложениями на тех площадях, которые были покрыты трансгрессиями Каспия, много этой соли накопилось в Карабогазе, но все это слишком мало для уравнивания баланса. Единственное решение, которое можно принять, это то, что соль эта была вынесена из Каспия водами, протекавшими в громадном количестве через Маныч в Черное море.

Иначе говоря, мы должны предположить, что Маныч периодически превращался в мощную реку, выносившую из Каспия в Азовское, а затем в Черное море избыток вод, а вместе с ними и солоноватоводную фауну Каспия. Только этим путем можно объяснить необычную ширину древних террас Маныча и, вместе с тем, необычно быстрое и широкое расселение в Черноморском бассейне каспийской фауны в некоторые моменты его геологической истории.

Если принять во внимание, что в эти же моменты геологической истории само Черное море имело сток через Босфор, то мы получаем

колоссальный каскад морей: Каспий—Азовское море—Черное море — Мраморное море—Средиземное море. К этому каскаду временами присоединилось, безусловно, и Аральское море. Не исключена возможность, что и Гибралтар становился иногда одной из ступеней этого каскада.

Когда же возникал такой каскад? Вероятнее всего вскоре после орогенической фазы, когда внутренние морские бассейны успевали наполниться пресной водой, приток которой был в это время, безусловно, повышенным за счет усиления циклонической деятельности, обусловленной климатическими изменениями под влиянием резкого изменения конфигурации морских бассейнов.

Таким образом, вслед за орогенической фазой начиналось генеральное промывание внутренних водоемов речными водами и, тем самым, опреснение этих водоемов. Последующие обратные движения земной коры и ослабление циклонической деятельности постепенно останавливали этот процесс, а затем направляли его в обратную сторону, и к концу межорогенического этапа возникал уже обратный каскад соленой воды, устремлявшейся из океана во внутренние водоемы и осолонявшей их.

Послеэретичная история Кавказа и прилегающих к нему морей дает два прекрасных примера такого обратного каскада соленой воды, в карагатскую и в древнечерноморскую эпохи, когда воды Средиземного моря не только докатывались до Маныча, но проникали даже и в Каспий. К этому можно добавить еще крупную смену фауны на границах ашшеронского и бакинского века. Таким образом, в принятой нами схеме, главные процессы: орогенез, смена гидрологического режима морей и миграционные волны фауны полностью увязываются, а это говорит, безусловно, в пользу правильности нашего представления о взаимосвязи и последовательности этих процессов.

Х. ОБЩИЕ МАСШТАБЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ

Еще недавно, всего лишь два десятка лет тому назад, четвертичный период признавался периодом почти полного покоя на земной коре, и крупнейшие геологи отказывались относить бакинские отложения к числу четвертичных образований, так как эти отложения во многих местах дислоцированы чрезвычайно сильно, будучи собраны в складки и перебиты крупнейшими сбросами.

Проведенные после этого исследования Кавказа и прилегающих к нему областей (так же, как и исследования во многих других частях Земли) показали совершенно обратное, а именно, что нижне- и верхне-четвертичные комплексы орогенических фаз, по интенсивности проявления слагающих их процессов, нисколько не уступают крупнейшим орогеническим фазам мезозоя и палеозоя.

Процессы орогенеза (в общем смысле, горообразования), вулканизм, трансгрессии и регрессии морей, смены климата, с переходом от гигантских оледенений к жаркому пустынному климату, миграция фауны и флоры и т. п. проявлялись в четвертичном периоде чрезвычайно широко и интенсивно, обуславливая резкую смену общей физико-географической обстановки. Говоря образно, четвертичный период был своего рода горнилом природы, а не периодом покоя.

Материальная культура человека, появившаяся, по видимому, еще в конце плейстоцена, в виде самого раннего эолита, развилась полностью лишь в четвертичном периоде на фоне именно этого горнила природы. При этом резкие смены физико-географической обстановки, связанные с нижне- и верхне-четвертичными орогеническими комплексами, должны были оказать очень сильное влияние на ход развития материальной культуры человека, стимулируя чрезвычайно ускоренные темпы этого развития.

Последнее является вполне понятным, ибо в моменты таких перемен в природе первобытный человек оказывался перед проблемой «кто кого». Неравная борьба с природой в условиях горнила каждый раз кончалась победой первобытного человека, который находил в себе новые возможности для дальнейшего развития и скачкообразно поднимал свою материальную культуру на новый, более высший уровень, обеспечивавший ему возможность существования в изменившихся (т. е. в новых) условиях общей физико-географической обстановки.

В истории развития материальной культуры можно наметить два особенно крупных скачка, которые совпадают с начальными фазами нижне- и верхне-четвертичных комплексов орогенических фаз. С первым из этих комплексов связано превращение верхнеплейстоценового *Pithecanthropus*'а в нижне-четвертичного *Homo primigenius*. Со вторым комплексом орогенических фаз связано появление высшей формы — верхне-четвертичного *Homo sapiens*.

Анализ многочисленных литературных материалов показывает со всей очевидностью, что в современном рельефе Кавказа чрезвычайную

Формы играют молодые долины, врезанные глубоко (на 1—1,5—2 км) в древнюю выравненную денудационную поверхность, более или менее сильно дислоцированную и испытавшую колоссальное воздымание (на 2—3 км).

Вместе с тем анализ материалов показывает с той же очевидностью, что в конце плиоцена (примерно к концу среднего антропогена) Кавказ представлял выравненную, слабо расчлененную страну, без всякого признака высокогорного рельефа, в пределах которой наиболее высокие участки возвышались над уровнем древнего Каспия едва ли более, чем на 1,5 км. Воздымание Кавказа и расчленение его рельефа, т. е. формирование современного высокогорного облика этой страны, началось еще в антропогене, но с особой интенсивностью проявилось лишь в постплиоцене и, в основном, закончилось к началу хвалынского века.

Материальная культура человека зародилась, безусловно, уже в плиоцене, поэтому является вполне обоснованным утверждение, что высокогорный рельеф Кавказа был создан совокупным действием эндо- и экзогенных факторов буквально на глазах человека, причем быстрота изменения его геоморфологического облика была временами настолько значительной, что существенные перемены могли быть установлены уже на протяжении немногих поколений.

Таким образом, полностью подтверждается аналогичный вывод, сделанный нами еще ранее (Л. А. Варданянц, 36, 44, 52), а вместе с тем доказывается полная несостоятельность тенденциозной критики этого вывода со стороны Н. В. Думитрашко (110) и П. И. Николаева (194). Критика эта тем более странна, что второй из этих авторов допускает поднятие Центрального Кавказа в послелевшеплиоценовое время на 3—4 км, т. е. значительно больше, чем было принято нами. При современной средней высоте Центральной части Кавказского хребта в 4—4,5 км, такое поднятие дает высоту его в конце плиоцена всего лишь около 0,5—1 км, а это равносильно признанию того, что высокогорный рельеф Кавказа возник только в постплиоцене, т. е. именно на глазах человека.

Б. ПОСТПЛИОЦЕН НАВКАЗСКО-ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

1. КОНЕЦ ПЛИОЦЕНА И НАЧАЛО ПОСТПЛИОЦЕНА, ВЕРХНИЙ АПШЕРОН (ГЮНЦ и ГЮНЦ-МИПДЕЛЬ)

1. Бассейн Каспийского моря

В бассейне Каспийского моря верхи плиоцена представляемы отложениями апшеронского яруса, а в Черном море их аналогом считают гурийские слои (В. П. Колесников, 141). Апшеронский ярус обычно разделяют на три части: нижний, средний и верхний апшерон, точное соотношение которых с гурийскими слоями еще не установлено. Не исключена возможность, что аналогов верхнего апшерона мы в Черном море еще не знаем.

Нижний и средний апшерон были периодом относительного покоя, но перед верхним апшероном имели место интенсивные движения, в связи с которыми верхнеапшеронские отложения в ряде мест лежат на более древних отложениях со значительным угловым несогласием.

Безь верхний апшерон был очень беспокойным; в это время происходили очень значительные поднятия Кавказского хребта, обусловившие усиление эрозионных процессов, а также очень интенсивно проявлялись в это время и вулканические процессы. Это усиление процессов было как бы преддверием постплиоцена, и поэтому было бы правильным считать на Кавказе нижней границей четвертичного периода, именно, границу между средним и верхним апшероном, а не между апшероном и баку, как это принято многими геологами.

В верхнем апшероне море покрывало не только современные морские бассейны в прикавказской их части, но и значительную часть современной суши. По сравнению со всеми последующими трансгрессиями, апшеронское море занимало наибольшую площадь, за исключе-

нием, может быть, лишь хвалынской трансгрессии, да и то только в восточной части Предкавказья.

В восточном Предкавказьи апшеронское море распространялось к западу до Манычского водораздела. Отсюда его береговая линия проходила к среднему течению р. Куры, еще южнее она протягивалась, примерно, к Моздоку, пересекала по диагонали область Терского и Сунженского хребтов, далее она проходила немного южнее Грозного к предгорьям, затем немного южнее Махачкалы и через район Дербента к г. Шахдаг, а южнее—захватывала почти всю Кусарскую равнину, протягиваясь вдоль ее южной границы.

Отсюда береговая линия апшеронского моря шла к юго-востоку и несколько севернее Апшеронского полуострова уходила под современный Каспий. Во всей этой области глубина моря была небольшой. Относительное положение уровня моря определяется теми отметками, на которых в районе Маныча встречены апшеронские отложения, а именно, здесь древняя береговая линия имеет отметку несколько ниже современного нуля.

К северу от Маныча, в Ергенях, к апшерону нужно отнести, повидимому, так называемые ергенинские пески, которые «моложе или одновременны надрудным слоям (тоже апшерон) и древнее или четвертичных отложений, определяемых мной как сырцовые (бакинский прус)»; (М. М. Жуков, 118; см. также Ф. Ф. Голынец, 88). Эти пески являются континентальными прибрежными отложениями.

В Предкавказьи, которое В. П. Колесников (140) выделяет под названием Терского залива Апшеронского моря, проявлялось сильное опресняющее влияние рек, и залив «был заселен почти исключительно дрейссениями» (*Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. carinata-curvata* Sinz., *Dr. eichwaldi* Issel., *Micromelania subcaspia* Andr., *Neritina* и др.).

Область современного Ставрополя должна была представлять, повидимому, небольшую пологую возвышенность, с отметками, вероятно, не выше 100—200 м, подвергавшуюся слабому расчленению, главным же образом делювиальному смыву. Это подтверждается тем, что в прилетающих частях мощность апшеронских отложений мала, и кроме того имеющиеся материалы показывают интессивное залегание апшерона вдоль восточных склонов Ставрополя (С. А. Гатуев, 72; и другие).

В западной части Терского хребта К. А. Проконов (217) дает

следующую последовательность фаций аншеронских отложений. В нижней их части они представлены морскими отложениями с фауной *Dreissinsia* sp., *Dr. rostriformis* var. *distincta*, *Neritina*, *Clessinia* и др., с прослоями вулканических пеплов. Кверху отложения переходят в континентальные и венчаются довольно мощным горизонтом галечника (конгломерата) с валунами пород из Центрального Кавказа (г. Каменная, Ачалуки и т. п.). Это позволяет сделать вывод, что описанная ниже вулканогенная свита относится, именно, к верхнему аншерону, причем вулканические извержения начались еще в среднем аншероне, главное же их проявление имело место в верхнем аншероне.

К юго-западной части Терского залива аншеронского моря при-
мыкает большая область с очень значительными мощностями (700—900 м) в большинстве грубообломочных континентальных отложений «суглинков, песков, конгломератов, слоистых и неслоистых брекчий с валунами и вулканическим материалом», свидетельствующих о том, что здесь происходило накопление материала, выносимого из южнее расположенной возвышенной области, подвергавшейся размыву (В. П. Колесников, 140).

Во всем районе от Баксана до Сунжи и в западной части современной возвышенности Терского и Сунженского хребтов в этой толще существенную роль играют вулканические туфы и туфоконгломераты, по преимуществу дацитов и андезитов (А. Н. Гозанов, 258, 259; М. С. Швецов, 278; Б. А. Алферов, 1; Л. А. Варданыц, 35; В. П. Ренгартен, 254, 255, 256), выброшенных вулканами, которые располагались цепью от Эльбруса на западе, до Казбека на востоке. Наиболее крупные вулканы были приурочены к современным горным массивам Казбека, Тепли, Сонгутидона, Танадона, Мосота, Дыхтау, Айлама, Эльбруса и др. Протяжение этой цепи вулканов достигало 200 — 250 км, а общий объем вулканического материала, выброшенного ими, должен определяться, повидимому, тысячами кубических километров (Л. А. Варданыц, 54, 291).

В бассейне р. Чегем эти вулканогенные отложения, возраст которых определяется с большой уверенностью как аншеронский, погребены под собой довольно сильно пересеченный рельеф (С. П. Соловьев, 268; И. Г. Кузнецов), в связи с чем нужно думать, что во время аншерона водораздельная область Центрального Кавказа представляла горную область, с отметками, достигавшими, может быть, 2—2,5 км. Более же северная часть, район Пальчика, была в то время предгор-

ной равнины, так как вулканогенная свита лежит здесь на выравненном рельефе (В. П. Ренгартен, 254; и др.).

Корневыми частями апшеронских вулканов являются в настоящее время те многочисленные дайки, наки и небольшие массивы дацитов и андезитов и частью близких к ним гранитопорфировых пород, которые известны в литературе под названием «неовитрузий» и с которыми связаны парагенетически арсенопаритовые и реальгаро-сурьмяно-ртутные рудопоявления Центрального Кавказа (Л. А. Варданянц, 54, 291).

В южной части Терского залива апшеронского моря, в районах р. р. Сулака и Акташа, морские апшеронские отложения относящиеся, повидимому, к среднему и нижнему его похъярусам, имеют видимую мощность порядка 60—100 м и представлены суглинками и песками с тонкими прослоями конгломератов с типичной апшеронской фауной *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. eichwaldi* Issel., *Dr. aff. rostriformis* Desh., *Dr. carinato—curvata* Sinz., *Apscheronia propinqua* Eichw., *Didacna ex gr. intermedia* Andr., *Monodacna caucasica* Andr. и др. (Н. С. Шатский, 277; А. Г. Эберзин, 281). Эти отложения срезаются несогласно галечниками, выше которых, тоже несогласно, лежат галечники «наклонной» террасы, относимой одними к верхнему апшерону, другими — к нижнему бэку (А. Г. Эберзин, 281; Н. С. Шатский, 277; Н. И. Андрусов, 2, 9; В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 292; и др.).

Небольшая мощность морских отложений и широкое развитие галечников дают право и здесь, как в разрезе Терского хребта, сделать вывод, что в верхнем апшероне область Кавказского хребта испытала поднятие и стала подвергаться усиленному размыву. Галечники наклонной террасы развиты широко как к востоку от Сулака, где их продолжением являются галечники наклонной террасы апшеронского возраста (В. Д. Голубятников, 81, 82), так и к западу, где их продолжением является широкое поле галечников в предгорьях Черных гор и где их относят обычно к апшерону, притом к верхнему (Н. С. Шатский, 277; Н. А. Кудрявцев, 146, К. А. Прокопov, 219, Д. В. Дробышев, 108; Н. И. Андрусов, 2; А. Н. Розанов, 257; и др.).

К западу от р. р. Ассы и Сунжи в этом горизонте конгломератов появляются вулканогенные элементы (туфы, туфо-конгломераты и т. п.), прослеживающиеся непрерывно до водораздела Бзксана и Малки (см. выше).

Эти галечники и конгломераты прилежены к древней, довольно сильно выравненной поверхности денудации, местами очень близкой к пещеру и составляющей северное продолжение такой же поверхности, широко развитой южнее в области Известнякового Дагестана (Л. А. Варданянц, 42; Д. В. Дробышев, 107; В. Д. Голубятников; и др.), где в ряде мест на ней лежат аналогичные обломочные отложения (Д. В. Дробышев, 107 и др.). В настоящее время эта денудационная поверхность, повидимому единая по возрасту, расположена на отметках до 2000—3000 м и прорезана глубочайшими ущельями (глубиной до 1000—1500 м), перед верхним же аншеровым она возвышалась над морем едва ли более, чем на несколько сотен метров.

На этой поверхности существовали небольшие возвышенные гряды, одна из которых могла протягиваться с северо-запада к юго-востоку несколько южнее Буйнакса вдоль современного Гимрийского хребта. Северо-восточное подножие этой гряды и прилегающая к ней предгорная равнина омывались морем, отложения которого представлены в большинстве мелкообломочным материалом.

Таким образом, в южной части Терского залива аншерского моря и в области, прилегающей к нему с юга, отложения верхнего аншерева представлены мощным горизонтом грубообломочных накоплений (галечники, конгломераты, а в западной части также и вулканогенные образования). Этот горизонт на всем протяжении предгорий (от Баксана и Малки до Каспийского побережья) залегает наклонно, с углами наклона до 15—20° и поднимается фестонами на поперечные водоразделы, достигая очень высоких отметок, а именно: на Сулаке (хр. Салатау) до 1500—1800 м, на Асседо — 1350 м, близ Терека — до 1200 м, на Ардоне — также до 1200 м, а «хвост» этого конгломерата в древней долине поднимается на Ходском перевале до 2700 м. Наконец, на Черке горизонт поднимается до отметок, близких к 3000 м.

Все это доказывает, что южное продолжение той денудационной поверхности, на которой отлагался этот горизонт, нужно искать в осевой, высокогорной зоне Кавказского хребта, на очень высоких отметках, близких к отметкам водораздельной линии.

Зона наибольших мощностей морских аншерских отложений в Предкавказьи намечается по дуге, от Астрахани (мощность 436 м; А. А. Богданов, 30), через Адыки (280 м; Ф. Ф. Гольинг, 87), район Буденовска—Величаевской (240 м; С. М. Ильинский, 124) и

дельте Терека (мощность свыше 400—500 м; С. М. Ильинский, 294). Дуга эта окантовывает область Северо-Каспийского прогиба, во внутренней части которого, куда терригенные осадки не достигали, мощность отложений была, повидимому, невелика. Последнее подтверждается одной из скважин, достигшей миоцена на очень малой глубине (устное сообщение В. Д. Голубятникова).

При этом в Астрахани кровля апшерона залегает на глубине всего около 110 м, а выше лежат в полном составе бакинские, хазарские и хвалыцкие отложения. В районе дельты Терека, по материалам С. М. Ильинского, кровля апшерона встречена в буровых скважинах на глубине от 361 м (в Черном Рынке), до 420 м (в хуторе Калининца), т. е. на отметках около—380 и—440 м, почва же апшерона не была достигнута. В первой из этих скважин с глубины 601 м была получена фауна среднего апшерона (*Apscheronia garicostata*), а вторая скважина даже при глубине в 1039 м, повидимому, не вышла еще из апшерона. Следовательно, мощность всего апшеронского яруса достигает здесь многих сотен метров, и вместе с тем глубина молодого прогиба определяется не менее, чем в 1 км, причем на долю после-среднеапшеронского времени должно приходиться более 500 м.

Таким образом, полоса больших мощностей морских апшеронских отложений протягивается в юго-восточном направлении из калмыцких степей к юго-западному краю северной глубоководной котловины Каспия. Большие мощности в этой полосе довольно вероятны, в силу того, что здесь должны были накапливаться твердые осадки, сплывавшие с Кавказского хребта.

Между Махачкала и Дербентом (В. Д. Голубятников, 82, 293 и др.) верхнеапшеронские отложения представлены рыхлыми галечниками, конгломератами, глинистыми песками, глинами и плотными детритусовыми известняками, причем ясно выражено усиление роли галечников и конгломератов по направлению от моря к горам. Фауна представлена здесь типичными верхнеапшеронскими формами: *Apscheronia propinqua* Eichw. var. *brevior* Andr., *Didacna byrcana* Andr., *Dreissensia polymorpha* var. *Cota* Andr. и др. Мощность осадков до 60 м. В настоящее время они залегают местами на отметках около 400 м над уровнем Каспия (до 370 м над уровнем океана).

В наиболее южной части северного склона Кавказского хребта, в области Кусарской равнины, апшеронские отложения занимают большую площадь, на юге которой они ограничены поднятием Шахдаг-

ского хребта. К западу, в бассейнах р. р. Самура и Кусарчай, они распространяются до отрогов г. Шагдаг, где их континентальные аналоги лежат сейчас на отметках до 1800—1900 м, а морские отложения протягиваются до отметок 700—900 м. Литологически в составе верхнеапшеронских отложений входит здесь мощная Кусарская свита конгломератов, свидетельствующих о том, что в это время здесь была предгорная область, куда сносился обломочный материал из Кавказского хребта. Снос этот производился речной системой, направлявшейся с северо-запада, из области современных верховий р. р. Сулак и Каракойсу.

По направлению к востоку эти континентальные отложения, как отмечено выше, переходят в морские, содержащие фауну верхнего апшерона *Apscheronia propinqua* Eichw., *Dreissensia rostriformis distincta* May, *Didacna intermedia* Eichw. и др. (Н. Ф. Пустовалов, 220, 221). По детальному описанию Н. Ф. Пустовалова (223), Кусарская свита, при мощности до 230 м, состоит из слагающихся друг в друга слоев континентальных и морских отложений. Это указывает на чрезвычайно непостоянное положение здесь береговой линии и на многократное усиление эрозионных процессов, как следствие повторного воздымания горной области.

К югу от восточной части Кавказского хребта существовал Куруинский залив апшеронского моря (В. П. Колесников, 140), береговая линия которого проходила по северной части Апшеронского полуострова, через район Шемахи, по междуречью р. р. Куры и Агрычая, через район Кировабада и отсюда к юго-востоку вдоль северных подножий Талышской возвышенности. Современные отметки апшеронской береговой линии достигают местами 300—400 м и выше, а дислоцированные отложения апшерона обнажаются в районе Шемахи и к западу от города даже на отметках до 800—900 м (В. В. Вебер, 60). В Куруинском заливе, как и в Терском (см. выше), сильно сказывалось опресняющее влияние рек, и поэтому в нем, особенно в западной его части, изобилует пресноводная фауна, в том числе корбикули (В. П. Колесников, 140).

На Апшеронском полуострове верхние горизонты апшерона, мощностью до 180 м, представлены «мощными известняками, ракушниками, песками и глинами. Этот горизонт охарактеризован обильными остатками конхилиофауны *Dreissensia ex gr. rostriformis* Desh.,

Dr. cf. polymorpha Pall., *Hyrkania intermedia* Eichw., *Pseudocatillus isseli* Andr., *Monodacna laevigata* Livent., *Apscheronia propinqua* Eichw. и др.». (В. П. Колосников, 140). В южных районах Кабристана мощность апшерона достигает 1400—2000 м. Верхние его горизонты содержат богатую фауну с теми же представителями *Dreissensia*, *Hyrkania*, *Monodacna* и др. Здесь в отложениях апшерона имеются пласты брекчий, дающие право предполагать, что грязевые вулканы существовали здесь еще и в апшероне. Имеются здесь также и вулканические пенлы (В. П. Колосников, 140; Н. И. Андрусов, 9).

В западной части Курийского залива, во внутренней его зоне (хр. Коджакен), апшеронская толща имеет мощность до 1200 м и «состоит из чередующихся пластов глины и суглинков с песками и песчаниками, пласты галечников и конгломератов встречаются сравнительно редко... верхняя часть разреза характеризуется наличием фауны *Dreissensia*, *Corbicula*, *Hyrkania*, *Monodacna*, *Apscheronia* и др. Вполне вероятно, что береговая линия в Курийском заливе, особенно в его северной и восточной частях, была очень извилистой, и сам залив изобиловал небольшими островами в местах антиклинальных поднятий, сложенных акчагылом и более древними отложениями и возникших еще до апшерона.

Вдоль всего северного берега Курийского залива мощность отложений апшерона повсюду очень велика и в ряде случаев намного больше 1000 м. Это свидетельствует о том, что береговая линия проходила у южного подножия довольно высокого горного хребта, имевшего пологий северный склон и крутой южный, как у современного Крыма. Это подтверждается тем, что мощное накопление галечников и т. п. пород в нижнем и среднем апшероне происходило вдоль южного склона хребта, вдоль же северного склона, как мы уже видели, мощность отложений невелика и, кроме того, там сохранились реликты соответствующего по возрасту, почти неэрозированного рельефа северного склона этой горной возвышенности. Большая же мощность апшеронских отложений в Кусарской равнине объясняется тем, что реки в данном месте врезались в горную область глубокой продольной долиной.

В южной части Курийского залива апшеронского моря мощность апшеронских отложений резко уменьшается и доходит до сотен и даже до десятков метров (Нафталан—170 м, Карачинар—30 до 60 м). Представлены они в этой части также морскими фациями с теми же

характерными для апшерона формами. В геоморфологическом отношении мы имеем здесь полную аналогию с районом Сулаха и Махачкала, а именно, апшеронские отложения и их континентальные аналоги ложатся на выравненный рельеф, и море прилегало, повидимому, к слабо возвышенной наклонной равнине северного склона Муровдагского и Шехдагского хребтов, испытавших к этому времени значительное выравнивание рельефа (Г. П. Ованесян, 195). Во всяком случае, мы не имеем здесь признаков значительного расчленения рельефа, которое можно было бы отнести ко времени до захвата апшерона, а вместе с тем и характер морских отложений не свидетельствует здесь об интенсивном расчленении рельефа.

В составе апшеронских отложений западной части Куринского залива присутствуют также и вулканические пещы, мощность которых увеличивается к югу (И. Э. Карстенс, 129; Н. А. Кудрявцев, 148). Последнее говорит о их приносе с юга, из Армении. Вместе с тем количество пещловых прослоев и их мощность уменьшаются к востоку (В. В. Вебер, 60).

К западу от Куринского залива распространялась до района Тбилиси наклонная равнина, покрытая мощной толщей континентальных отложений, с преобладанием в них конгломератов, как и в отложениях северной части самого Куринского залива (Н. А. Кудрявцев, 148; И. Э. Карстенс, 128, 129). В составе этих обломочных отложений присутствуют в большом количестве породы Кавказского хребта, в связи с чем нужно думать, что в верхнем апшероне еще не существовала Алазанская депрессия, ибо она закрыла бы сюда доступ этим аллювиальным отложениям.

В Куриנסком заливе мощность миоценовых и палеомиоценовых отложений, по С. А. Говалевскому (134), достигает 3,5—4 км. Поскольку все эти отложения являются в общем мелководными, а частью и континентальными, постольку нужно признать, что этот залив был с конца миоцена областью непрерывного опускания, в связи с чем здесь сформировался громадный прогиб, играющий выдающуюся роль во всей новейшей геологической истории Кавказа. Этот прогиб составляет западную часть южнокаспийского прогиба и обрамляет поднятие Кавказского хребта с юга, подобно тому, как такого же порядка прогиб северной котловины Каспия, протягивающийся к Западному Манычу, обрамляет хребет с севера. В палеобаканское время область куринского прогиба, зажатая между поднятиями

Кавказского хребта и Антикавказа, вовлекается в новый этап складкообразования, и сюда протягивается восточное продолжение Триалетской зоны, оформившееся в виде Ширакско-Аджинноурского поднятия, обрамленного с севера и с юга крупными зонами продолжающегося опускания.

2. Бассейн Черного моря

В бассейне Черного моря эквивалентом апишерона признаются гурийские слои. Известны они пока только в двух местах, в Гурии и на Керченском полуострове (А. Г. Эберзин, 283, 284). В Гурии эти слои представлены в северной части конгломератами, галечниками, песками и глинами с тонкими прослоями мергелей. Из фауны, помимо различных видов *Didaspa*, встречаются редкие *Monodaspa*, *Dreissensia ex gr. polymorpha* Pall., *Corbicula*, *Neritina* и др. В южной же части Гурии преобладает глинистая фация отложений. В этом районе развиты также вулканогенные отложения: «излияния происходили в верхнеплиоценовую эпоху, после отложения осадков киммерийского яруса, которые они перекрывают, и до начала чаудинского века» (А. Г. Эберзин, 283).

Фауна гурийского времени характеризуется, по сравнению с миоценом и плиоценом Закавказья, господством листопадных форм *Fagus orientalis*, *Ainus*, *Quercus Libedrus salicarnoides* (А. Г. Эберзин, 283). Это указывает на несомненно имевшее место значительное похолодание, начало которого нужно относить, по видимому, к началу плиоцена (А. Н. Криштофович, 144).

Береговую линию гурийского моря А. Г. Эберзин проводит вдоль современного берега Кавказа и лишь в двух местах выводит ее на современную сушу, в дельтах Риона (в Гурии) и Кубани (в районе Приморско-Ахтарска). В районе Краснодара континентальные аналогии апишерона (прибрежная зона ?) нужно искать, вероятно, на отметках около—50 до—100 м или несколько выше, поскольку отложения, вскрытые на отметках—150 до—200 м относятся к кузальницкому ярусу, сопоставляемому с акчагылом (С. А. Яковлев, 280; А. Г. Эберзин, 283).

Гурийское море, по предложениям А. Г. Эберзина, было замкнутым. Остается невыясненным, соединялось ли оно с Каспийским морем. Учитывая реконструкции М. М. Жукова для древнего Каспия

(118), нужно думать, что такое соединение имело место, причем, как мы полагаем, вероятнее всего в виде протока каспийских вод в Азовское и Черное море по Манычу.

Исходные и современные отметки береговой линии гурийского моря в описанных двух районах более или менее совпадают, отличаясь не более, чем на несколько десятков метров. В районе же Сухуми береговая линия гурийского моря должна была бы проходить сейчас, повидимому, на очень значительной высоте, так как соответствующего возраста денудационные поверхности, намечающиеся пока предположительно, лежат на высоте сотен метров над уровнем Черного моря.

В Черном море мы пока не знаем достоверных эквивалентов верхнего апшерона, так как гурийские слои соответствуют, вероятно, лишь нижнему и среднему апшерону, а более молодые, чаудинские слои эквивалентны, скорее всего, пробелу между апшероном и баку, охватывая лишь самые низы последнего. Поэтому верхнеапшеронский этап истории Черного моря остается пока неизвестным.

В Азовском море предположительным аналогом верхнего апшерона может быть краснодарский горизонт. Под Краснодаром к нему относятся в буровых скважинах «третий слой нескос», мощностью от 15 до 22 м, в которых обнаружен *Unio sturti* M. Hoern., нижняя граница этого слоя лежит на 88—90 м ниже уровня моря (С. А. Яковлев, 280; В. В. Богачев и В. П. Евсеев, 290; А. Г. Эберзин, 300).

Второй точкой этого же, повидимому, горизонта является Ейск, где скважина, глубиной 102 м, прошла между 37 и 49 м от поверхности в песках, переполненных пресноводной ракушей. В составе фауны преобладает *Paludina* типа *P. (Viviparus) diluviana*, в большом количестве встречается *Lithoglyphus*, изобилует *Dreissensia polymorpha* и присутствует *Unio sturti* M. Hoern. и *U. (Limnoscapha) maximus* Penecke (non Fuchs), а на глубине 41 м обнаружена также *Apscheronia propinqua* Eichw. (В. В. Богачев и В. П. Евсеев, 290).

Третьей точкой является Таманский полуостров, где на западному побережью под древнеевксинским (?) ракушником на высоте 6—7 м выше уровня моря выступают грубозернистые железистые пески, мощностью 0,4 м, а ниже их выступает мелкообломочный конгломерат, содержащий *Unio maximus* Penecke (non Fuchs), *U. sturti* M. Hoern. var. *kalmycorum* V. Bog., *Dreissensia polymorpha*.

Pall., *Viviparus* ex gr. *dilluvianus* Kunth., *Lithoglyphus* sp. и др. (А. Г. Эберзин, 300).

Азовский бассейн апшеронского моря соединялся с Каспийским через Маньч, где апшеронские отложения, мощностью 60—70 м, встречаются в скважинах к западу и востоку от Большого Лимана (А. П. Колесник, 295). Кровля их лежит на 30 м ниже уровня Черного моря. Апшеронские отложения представлены здесь глинами и частью песками и содержат *Apscheronia propinqua* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. isseli* Andr., *Dr. caspia* Eichw. и др. Над апшеронскими отложениями здесь лежат баккинские, содержащие типичную фауну.

3. Дислоцированность апшеронских отложений и структура Кавказа.

Отложения апшерона в настоящее время в ряде мест сильно дислоцированы и сохранили спокойное залегание лишь в средней и северной частях Терского залива и в пределах Кусарской равнины. В области Терского и Сунженского хребтов апшеронские слои собраны в крупные крутые складки, в большинстве случаев сильно опрокинутые и осложненные значительными сбросами и надвигами. По общему характеру дислокаций, мы имеем здесь достаточно крупную веерообразно складчатую структуру (К. А. Прокопов, 218; Н. Д. Елня, 111; В. А. Тилуно, 270; И. О. Брод, 33 и др.). В районе между Сулаком и Дербентом апшеронские отложения местами участвуют в стрессии изогнутых складок (В. Д. Голубятников, 83, 80, 293). По южному краю Кусарской равнины также наблюдается местами дислоцированность этих отложений, но в общем они залегают здесь еще довольно спокойно.

В противоположность этому апшеронские отложения сильно дислоцированы (складки, осложненные сбросами и надвигами) по всему Апшеронскому полуострову и во всей северной и центральной части Куринского залива (И. А. Губкин, 97; Д. В. Голубятников, 84, 86; В. П. Колесников, 140; В. В. Вебер, 58—62; Н. Н. Андрусов, 9; Н. А. Кудрявцев, 148 и др.). Значительно нарушено залегание гурьинских слоев в районе Батуми (С. И. Ильин, 121—123; А. Г. Эберзин, 283, 284).

Континентальные аналоги апшерона также местами подверглись дислокациям. Так, вдоль южного края Владикавказской равнины, в Кабардинском хребте и к югу от Нальчика они залегают сейчас с надеванием до 15—20° и собраны местами в крупные складки, а в бассейне

р. Чегем они пересечены крупнейшими сбросами и сохранились лишь в грабене (В. П. Ренгартен, 252, 255, 256, 254; А. И. Розанов, 257, 258; М. С. Швецов, 278; К. А. Прокопов, 219; Б. А. Алферов, 1; С. П. Соловьев, 268; Л. А. Варданыц, 35; И. Г. Кузнецов, и др.). Значительные углы падения в моноклинальные залегающих пластах установлены также в пределах Кусарской равнины и в прилегающих частях Дагестана (Н. Ф. Пустовалов, 221; В. Д. Голубятников, 293). В Кахетии континентальные аналоги аншерона лежат сейчас в виде очень крупной антиклинальной складки Кахетинского хребта с крутым северным крылом, уходящим под новейшие отложения Алазанской долины (Н. А. Кудрявцев, 148; Н. Э. Карстенс, 128, 129).

Таким образом, ясно устанавливается значительная напряженность последаншеронских тектонических движений, сопровождавшихся складкообразованием в прибрежной зоне аншеронского моря. Общая динамика этих движений характеризуется своеобразным выпучиванием внутренней (горной) области и обратным, также своеобразным прогибанием для морских бассейнов, причем в пограничной области имело место флексурное изгибание более древних уровней, сопровождавшееся образованием складок и разрывов (сбросы и подвиги) в молодых осадочных толщах (Гурия, Терский и Сунженский хребты, Аншеронский полуостров, Кабристан, Кахетия и др.).

В связи со всеми последующими дислокациями береговая линия аншеронского и гурийского морей лежит в настоящее время на очень различных отметках. Для примера приведем некоторые из них: Маныч — ниже нуля, Терский и Сунженский хребты — до 250—400 м, в районе Баязент—Дербент около 350—380 м, на Кусарской равнине до 750—800 м и даже выше, на Аншеронском полуострове около 400 м, в Аджиноурской степи и в районе Шемахи аншеронские отложения обнажаются на отметках 600 и даже 800—900 м, причем здесь это еще не береговая их линия; в западной части Курийского залива береговая линия аншеронского моря поднята до отметок 400 м и т. д. На Черном море гурийские слои обнажаются на отметках до 50 м в Гурии и до 20 м в районе Керченского полуострова, а к северо-востоку от Таманского полуострова береговая линия опущена ниже уровня моря. Отметки эти с полной ясностью показывают грандиозность воздымания Кавказского хребта, в частности в его юго-восточной части, где в его осевой зоне денудационную поверхность аншеронского времени нужно

искать, совершенно очевидно, на отметках до двух и более тысяч метров.

В аншероне общая геологическая структура Кавказа была уже почти полностью такой же, как мы наблюдаем ее в настоящее время. В осевой части Кавказского хребта был уже совершенно оформлен гигантский веер глубинных складчатых и горстовых структур; вполне оформились складчатые зоны верхнеюрских, меловых и третичных отложений районов Новороссийска, в поясе северного склона от Пальчика до Дербента, по всей зоне Шахдага, вдоль южного склона хребта в Грузии и в Азербайджане, а также и повсюду к югу от депрессий р. р. Рион и Кура. Не были еще полностью оформлены лишь складчатые и шивые структуры современных предгорий, где дислокации происходили после аншерона.

4. Континентальные образования

В Закавказьи, в южной Грузии и в Армении, мы не знаем морских отложений, которые можно было бы отнести к аншерону, и здесь известны лишь озерные отложения, развитые в бассейне оз. Севан, в районе Ленинакана, у Кисатиби, а за пределами СССР также в районе оз. Бан и в других местах. Во всех случаях эти отложения накладываются в мелководных водоемах на выравненный рельеф и залегают слабо нарушенно.

В бассейне оз. Севан они представлены песчаниками, галечниками, известковистыми туфами, известняками, частью с пепловым материалом, покрывающимися базальтовой лавой. Мощность их до нескольких десятков метров. Остатки фауны представлены *Dreissensia ex gr. polymorpha* Pall., *Dr. ex gr. rostriformis* Desh., *Dr. cf. diluvii* Abich. (К. Н. Паффенгольц, 200).

В районе Ленинакана эти озерные отложения представлены туфами, мелкой галькой, пластами известково-глинистых мергелей и известковых туфообразных пород, подстилающихся базальтами. Фауна представлена здесь *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. diluvii* Abich., *Bithinia* aff. *ventricosa* Gray а в верхах толщи — *Elephas armeniacus* falc., *E. trogontherii* Pohl., *Equus* n. sp., *Bos* (aff. *primigenius*) (К. Н. Паффенгольц, 200; В. В. Богачев, 26 и др.).

В. В. Богачев (18) полагает, что водная фауна мигрировала в эти

озера из древнего Каспийского моря вдоль р. Аракс, и по возрасту относится к верхнему плиоцену или к самым низам постплиоцена. В самое последнее время А. Т. Асланияном (289) и А. А. Габреляном (67) высказано предположение, что эти озерные бассейны существовали в конце плиоцена и были расположены, примерно, на уровне древнего Каспийского моря (А. Т. Асланиян), представляя, невидимому, сильно опресненные заливы, сообщавшиеся с морем, скорее всего, посредством узких проливов. Мы полагаем, что сообщение их с морем происходило через южную часть Нагорного Карабаха.

К плиоцену, притом именно к верхнему (?), нужно относить в Закавказьи, по видимому, мощную вулканогенную толщу, обнажающуюся здесь на громадных площадях и залегающую в общем очень спокойно. Лишь местами, вдоль линий постплиоценовых нарушений, эта толща показывает существенную дислоцированность. Повсюду эта толща является наиболее молодым образованием, после которого происходило лишь расчленение рельефа и излияние четвертичных лав. На очень больших площадях верхняя поверхность обнажений этой толщи имеет совершенно равнинный характер и является не денудационной, а первичной поверхностью, связанной с образованием самой толщи и не подвергшейся к началу постплиоцена сколько-нибудь значительному расчленению.

К. Н. Паффенгольц во всех своих работах относит эту толщу к олигоцену, но это решение сейчас почти никем не принимается, в силу его очень малой вероятности. Против такого определения возраста этой толщи говорит ряд фактов. Так, в районе Еревана, к северу и к востоку от города, толща ложится на отложеная, относимые к миоцену, и не олигоцен и эоцен (В. В. Богачев, 29; А. А. Габрелян, 66, 67); в других местах, например к юго-западу от Тбилиси, толща лежит на озерных (?) отложениях Кисатиби, возраст которых определяется как плиоценовый (В. В. Богачев, 29; А. Н. Криштофович, 144). Затем, в бассейне р. р. Агера и Базарчай (Ворот) плиоценовый возраст этой толщи, намечавшийся по материалам А. Н. Соловкина (265), сейчас, по видимому, уже признан (Л. Н. Леонтьев, 162).

Здесь можно было бы отметить некоторые факты из района курорта Арзни к северу от Еревана (Б. А. Клопотовский, 132; В. В. Богачев, 29). Именно, намечается, что под или над покровом андезит-базальтов, относимых К. Н. Паффенгольцем (203, 202) к основанию его олигоценовой толщи, лежат диатомиты с *Dreissensia diluvii*; *Dr. aff.*

polymorpha, *Lymnea ovata* Drap., *L. auricularia*, и где-то тут же имеются орудия амшельского типа (В. В. Богачев, 29), а в диатомитах Чурнуса найден *Rhinoceros etruscus* Falc. По В. В. Богачеву, диатомиты подчинены базальтам. Все это может указывать на то, что поверхность Арзнинского плато имеет миндель-рисский или более молодой возраст. Второе решение представляется как будто бы более вероятным, так как высота террасовой поверхности этого плато, равная, примерно, 90—100 м (Б. А. Клопотовский, 132; А. П. Демехин, 102), характерна в этой области для казара, но не для баку.

Не останавливаясь подробнее на подобных фактах, мы принимаем, что во всяком случае верхняя поверхность вулканической толщи относится к концу плиоцена и представляет, вместе с тем, рельеф данной страны в конце плиоцена.

На основании имеющихся материалов можно полагать с полным основанием, что в этой стране в самом конце плиоцена или в начале нестиплюцена (верхний апшерон ?) существовал ряд довольно крупных озерных бассейнов (Сарыкапский, Ленинанканский, Кисатибский и др.), местами достаточно глубоких, так как, например, в Ленинанканском бассейне мощность отложений достигает 270 м (Б. П. Паффенгольц, 205). Вместе с тем рельеф страны был, в общем, не очень расчлененным, о чем свидетельствует подчиненное количество галечников в составе таких озерных отложений. Таким образом, данная страна в эпоху конца плиоцена характеризовалась слабой деятельностью эрозии, в противоположность нестиплюцену, в отложениях которого галечники играют исключительную роль, как показатель интенсивного расчленения рельефа в связи со значительными тектоническими движениями.

5. Рельеф Кавказа в конце плиоцена

Чрезвычайный интерес для понимания апшеронского этапа геологической истории Кавказа, а тем самым и для понимания всей его четвертичной истории, представляет рельеф этой страны в конце среднего апшерона, реликты которого сохранились достаточно хорошо в ряде мест. Это—остатки равнинного рельефа, местами близкого к нестиплену, которые мы видим сейчас по всему Кавказу. Обзор их проведем сначала по Северному Кавказу, от Дагестана к западу, а затем перейдем к Закавказью.

В Дагестане остатки этого выравненного рельефа представлены

широчайшими плато, в десятки километров в длину, из поверхности которых кое-где сохранились останцы обломочных отложений, совершенно подобных отложениям наклонных террас (Н. Н. Андрусов, 2; Д. В. Лобьшев, 106, 107, 108; Л. А. Варданян, 42; В. Д. Голубятников, и др.).

К югу эти плато могут быть прослежены до депрессии между Боковым хребтом и зоной складов верхней юры и мела Известнякового Дагестана. В северной части этой равнинной страны существовала, по видимому, небольшая возвышенная гряда, протягивавшаяся южнее Буйнакса вдоль современного Гимрийского хребта, а в области Бокового хребта имела довольно значительная возвышенность (хребет), расчлененная реками, стекавшими частью к северу, частью к юго-востоку к Кусарской равнине.

Вторая значительная возвышенная гряда протягивалась, примерно, вдоль современного главного водораздела и на юго-востоке выходила к Шахдагу или несколько южнее его.

Из области, промежуточной между этими возвышенными грядками, выходила речная артерия, выносящая продукты эрозии в Кусарский залив ашшеронского моря. Высота этих возвышенностей, по отношению к уровню ашшеронского моря, была не очень значительной. Для северной гряды (Гимрийский хребет) высота эта не превышала, вероятнее всего, немногих сотен метров, а для возвышенных гряд в области Бокового и Водораздельного хребтов она была, по видимому, в пределах 1000 м, самое большее 1500 м. При большой разности высот должно было бы проявиться резкое расчленение древнего рельефа, чего мы не наблюдаем. Современные отметки достигают здесь 2500—3000 м, причем ущелья имеют глубину до 1000—1500 м.

Аналогичную, широко выравненную страну мы можем реконструировать и в северо-западном Кавказе, в бассейнах р. р. Малки, Кубани, Зеленчуков, Лабы, Белой и других рек, где реликтами рельефа этой страны являются широчайшие высокогорные плато (Бечесыи, Ташлысырт и др.)—почти идеальные равнины, в большей или меньшей степени заболоченные, с дряхлой речной системой, поднятые сейчас до отметок в 2000 м и выше (А. П. Герасимов, 76, 77; Л. А. Варданян, 53; А. Л. Рейнгарт, 299).

На этих равнинах имеются отдельные возвышенные гряды, сложенные более плотными породами и образовавшиеся еще в древнее время в силу избирательной эрозии (остаточные горы), примером которых

могут служить Бермамыт, сложенный верхнеюрскими известняками, гряда герхнемеловых известняков окрестностей Кисловодска и др. Современные отметки этой древней равнины достигают 2000—2500 м, а речные артерии врезаны в них на 700—800 и даже до 1000 м. Исходя из среднего уклона современных речных долин в той их части, где они достигли кривой равновесия и уже распрямляя свое русло, мы должны будем признать, что в заключительный момент ее формирования древняя денудационная поверхность имела высоту над каспийским бассейном эрозии, повидимому, не более 500, в крайнем случае около 800 м. На южном продолжении этой же поверхности стоит и вулканический конус Эльбруса, высотой около 1600 м, подножье которого имеет отметку около 4000 м (Л. А. Варданянц, 55).

В более западных частях Кавказского хребта продолжение этой древней равнины постепенно поднимается к югу, испытывая местами ступенчатые смещения, и выходит к самой почти водораздельной линии, где как бы повисает в воздухе. Наконец, такая же поверхность установлена и к северо-западу от Туапсе (С. А. Яковлев, 279).

На южном склоне Кавказского хребта, палеогеоморфология которого изучена значительно слабее, также установлены остатки древнего денудационного уровня, и здесь соответствующий рельеф страны в общем довольно близок к тому, что мы имеем на северном склоне. В бассейне р. Мзымты, по данным А. Л. Рейнгарда (241), ясно прослеживается древняя денудационная поверхность, знаменующая довольно сильное выравнивание рельефа более древней горной страны. Эта поверхность простирается далеко вглубь гор и, возвышаясь в верховьях гор на 700—800 м над тальвегами, выходит к перевалу Песапха, т. е. лежит лишь немногим ниже средних отметок водораздельной линии. Современный уклон этой поверхности значительно превышает уклон р. Мзымты, далеко еще не достигшей кривой равновесия, в связи с чем нужно сделать вывод, что древняя денудационная поверхность испытала здесь значительное наклонное, а местами, повидимому, и ступенчатое поднятие (А. Л. Рейнгард, 225; Л. А. Варданянц, 42).

В более южной части южного склона, в Абхазии, мы имеем, по материалам А. Л. Рейнгарда, такую же в общем картину, т. е. и здесь устанавливается наличие остатков древней денудационной поверхности, возвышающейся на 600—800 м над тальвегами (А. Л. Рейнгард, 228, 229; Л. А. Варданянц, 42). Эту древнюю денудационную поверхность отмечает в Абхазии также и Е. В. Шанцер (276), по данным которого

она имеет значительный уклон, в связи с чем вглубь дог резко повышается, но к родоразделам, повидимому, не выходит.

Более восточным продолжением этой же денудационной поверхности нужно считать, повидимому, и те остатки дряхлого (выравненного) рельефа, которые широко развиты и столь характерны для карстовой зоны Грузии, протягивающейся из Абхазии через бассейн р. Рион к Чанатурскому району, для Дзирульского массива и для всей области Аджаро-Триалетского хребта (А. И. Джанелидзе, 105; С. С. Кузнецов, 157—159; В. И. Кавришвили, 126 и др.). Возможно, что восточное продолжение этой же денудационной поверхности описано А. Л. Рейнгардом (251) в районе Тбилиси и в Кахетии в виде высокой наклонной равнины Большого Лило и Самгори, покрытой галечниками, лежащими на третичных породах. Возвышается эта равнина над тальвегами в Абхазии до 900 м (С. С. Кузнецов, С. Е. Максимов, Г. Д. Харатишвили, 159), в среднем течении р. Рион до 600—700 м (И. Г. Кузнецов, 152), в Аджаро-Триалетском хребте до 500—700 м (С. С. Кузнецов, 155, 157).

В более южных частях Закавказья мы также имеем широко развитые остатки пенеппенизированного рельефа, отмечаемые С. С. Кузнецовым (154, 155, 157, 158) на северном склоне Мурздагского и Шахдагского хребтов, в Нагорном Карабахе, в районе Ахалкалаки, в бассейне оз. Севан и т. д., где они возвышаются над тальвегами на 500—700 м. На северном склоне Мурздагского хребта аналогичные поверхности отмечает и К. Н. Паффенгольц (205) на относительных высотах до 400 м и выше. Очень четко эта древняя поверхность выравненного рельефа наблюдается на южных склонах Ахмаганского хребта, в частности в бассейне р. Гарни. Но здесь слишком мало фактического материала, чтобы судить о том, имеем ли мы поверхность одного и того же возраста, или же это несколько денудационных поверхностей разного возраста, наложенных одна на другую и более или менее совпадающих. Наиболее древняя из этих поверхностей (если их действительно несколько) представляет верхнюю поверхность вулканогенной толщи, которую мы считаем возможным отнести к верхнему элювию (см. выше).

Для Закавказья вопрос о региональном распространении таких поверхностей древнего рельефа был поставлен еще Г. Абигом и Ф. Освальдом, но полное развитие он получил лишь в течение последних 15 лет в работах С. С. Кузнецова (154, 155, 157—159).

На древней денудационной поверхности в Закавказьи, как и в Кавказском хребте, выделялись несколько более или менее возвышенных гряд. Наиболее крупной из них была гряда Муровдагского (Шахдагского) хребта; менее значительные гряды протягивались в южной Армении и в Нахичеванской АССР, совпадая, примерно, с линиями молодых антиклинальных выпучиваний, протягивающихся от района Джульфы—Ордубада к северо-западу и вдоль Ахмаганского хребта. Аналогичные возвышенные гряды должны были существовать, безусловно, и в области Аджаро-Имеретин, но там наметить их местонахождение невозможно за отсутствием фактического материала.

Для возвышенной гряды Муровдагского (Шахдагского) хребта намечается, как и для Кавказского хребта, асимметричность его южного и северного склонов. Северный склон, как было выяснено уже выше, был пологим и слабо расчлененным, южный же склон, особенно в части его, обращенной к оз. Севан, был уже в апшероне довольно крутым. Таким образом, и здесь мы имели в апшероне, в общем, крымский тип рельефа.

Для суждения о высоте Муровдагского и Шахдагского хребтов в заключительный момент формирования древней денудационной поверхности мы не имеем вполне объективных данных. По косвенным соображениям, основываясь на характере рельефа северного склона хребтов, где развиты континентальные отложения, признаваемые, по возрасту, аналогом морского апшерона (Г. А. Ованесов, 195), нужно думать, что высота Муровдагского и Шахдагского хребтов над уровнем апшеронского моря едва ли была выше 1000 м, самое большее 1500 м, между тем, как сейчас он поднимается более чем на 3000 м.

Таким образом, по всему Кавказу прослеживаются остатки древнего рельефа, представленные в громадном большинстве случаев сильно выравненными поверхностями, очень часто близкими к почти идеальному пенеплену. Все эти, разрозненные сейчас, остатки очень хорошо и, притом, без труда увязываются друг с другом, если проследивать их последовательно от долины к долине или от одного склона возвышенности к другому ее склону.

Отдельные элементы этой поверхности в тех или иных районах Кавказского хребта были описаны уже давно, но вопрос о их возрасте и об общей их роли был поставлен впервые лишь в 1932 г. Л. А. Варданянцем (42) и затем А. Л. Рейнгардом (238). По первоначальной схеме Л. А. Варданянца, они были отнесены к мицель-рису и вме-

сте с тем к бакинскому веку. Впоследствии первая часть этого сопоставления была им отброшена, и было принято новое решение, что верхним пределом возраста этой поверхности может быть бакинский век, а нижним пределом—верхний апшерон (53). Основанием для этого послужило признание нецелесообразности сопоставления геоморфологических этапов развития Кавказа с Альпийской гляциальной схемой, пока не будет вполне установлена правильность таких сопоставлений для Каспия (Л. А. Варданянц, 45, 46).

Довольно близко к такому определению возраста древней поверхности (а именно, как бакинскому) подошел первоначально и В. Д. Голубятников (82), поскольку он относил тогда наклонную террасу Сулака к нижнему баку. Почти полностью принял эту точку зрения и А. П. Герасимов (76, 77), определивший возраст этой поверхности в бассейне р. Малки как миндельский, т. е. бакинский. Последующие, более детальные исследования в Дагестане и на Кусарской равнине (В. Д. Голубятников, 83, 293; И. Ф. Пустовалов, 221) заставили несколько изменить решение, но оно и в новом варианте не может признаваться вполне доказанным. Например, В. В. Вебер и С. М. Ильинский (292) считают вероятным бакинский возраст «наклонной» террасы.

По данным И. Ф. Пустовалова (221), на Кусарской равнине развита наклонная терраса, которая не входит в ущелье р. Самур, а поднимается наклонно по поперечному плоскому водораздельному гребню и достигает очень высоких отметок (до 1500—1800 м). В нижней части, до отметок около 700—800 м, поверхность террасы сложена морскими отложениями с фауной верхнего апшерона, а в верхней—галечниками. По наблюдениям В. Д. Голубятникова (83, 293), галечники этой террасы прослеживаются по всему северо-восточному Дагестану, где они слагают аналогичную наклонную террасу, уходящую в изломе горного склона на довольно высоких отметках.

Северо-западным продолжением этой наклонной террасы является, по В. Д. Голубятникову, также и наклонная (Бовтугайская) терраса р. Сулак, которая, подобно кусарской наклонной террасе, не входит в ущелье, а поднимается высоко к водоразделам (хр. Саматау). На этом основании В. Д. Голубятников принимает и для наклонной террасы Сулака верхнеапшеронский возраст. Между тем, по его же наблюдениям, на Сулаке имеется, повидимому, еще одна свита галечников, промежуточная, по возрасту, между галечниками наклонной террасы и

обнажающимися здесь фаунистически установленным средним апшероном. Поэтому не исключена возможность, что галечники наклонной террасы Сулака моложе верхнего апшерона. В. В. Вебер и С. М. Ильинский (292) допускают возможность, что это континентальная фация бакинских отложений.

К верхнему апшерону В. Д. Голубятников (293) относит также и ту денудационную поверхность, которая широко развита в районе Буйпакска. Сейчас она уже несколько деформирована; на севере произошло пологое выпучивание, проходящее через Кумторкале, а на юге поднятие Гимрийского хребта, тем не менее эта поверхность вполне сохранила характер пенеплена, ибо на ней, даже после деформации, максимальная разность отметок не превышает 400—500 м при размерах площади до 30×50 км.

К югу эта денудационная поверхность поднимается наклонно и на отметках около 1000 м упирается в северный склон Гимрийского хребта, водораздел которого имеет отметки только около 1200—1400 м. Таким образом, этот хребет в верхнем апшероне возвышался над прибрежной равниной не более, чем на 300—500 м. На южном склоне Гимрийского хребта продолжением этой же поверхности служат платообразные поверхности Леваша, Акуша и т. п., протягивающиеся, в целом, на десятки километров к югу и к западу. Таким образом, для всей этой, наиболее древней денудационной поверхности в Дагестане намечается предверхнеапшеронский возраст, притом как нижний предел. Это решение вполне совпадает со вторым вариантом решения, по Л. А. Варданяцу (53).

В западной части северного склона Кавказского хребта, где аналогичная поверхность денудации поднимается местами почти к самому водоразделу, возраст ее может быть определен с такой же, примерно, точностью. В бассейне р. Кубань эта поверхность проходит по Эльбурскому и Джелтмесским высотам и лежит в верхних частях долины на 330—340 м над тальвегами, будучи везде покрыта галечниками. На Эльбурсе отметка этой поверхности около 1200—1300 м, на Джелтмесе около 920 м. К югу отметки этой поверхности повышаются в еще большей степени и в районе города Клухори (Микоян-Шахар) превышают 2000 м (А. Л. Рейнгард, 293).

Первоначально Г. Ф. Мирчинк (184) и А. Л. Рейнгард (229, 239) относили ее и лежащие на ней галечники к юнцу. В 1932 г. Л. А. Варданяц (42) высказал предположение, что эту поверхность нужно

относить к миндель-риссу, если считать правильной стратиграфическое положение молодых конечных морен, относимых к вюрму. В 1938 г. А. Л. Рейнгард относит галечники этой поверхности уже к минделю, а в исследующем (297) приходит к выводу о необходимости разделить эти галечники на два горизонта (яруса), из которых верхний (стратиграфически—нижний) он относит к гюнцу, а нижний (стратиграфически—верхний) к минделю.

По общепринятой синхронизации этих оледенений с отложениями Каспия, верхний горизонт галечников должен быть аншперонским, а нижний—бакинским. Ко второму (более молодому) горизонту А. Л. Рейнгард относит галечники «Армянских» высот около Пятигорска, а также галечники высокой террасы Эльбурга. К более древнему горизонту он относит сохранившиеся небольшими клочками «высшие» галечники у г. Юцы и у Золотого Кургана.

К северо-востоку общий галечный горизонт погружается под более молодые отложения (А. Л. Рейнгард, 297). То же наблюдается и в районе южнее Кавказской, где, по данным Г. Ф. Мирчинка (184), эти галечники уходят под более молодые террасы, а под Краснодаром их продолжение нужно искать на глубине порядка 50—100 м, т. е. значительно ниже, чем выходы гурийских (аншперонских) сложенных на побережья Азовского моря. Это дает право сделать вывод, что в нижнем и среднем течении р. Кубани в послепаншперонское время имело место довольно значительное прогибание.

В бассейне р. Малки А. П. Герасимов относит аналогичную поверхность, также покрытую галечниками, к бакинскому веку. По всей вероятности, это есть продолжение нижнего (гипсометрически) горизонта галечников, выделенного А. Л. Рейнгардом. А. П. Герасимов считает эту поверхность южным продолжением послебакинской денудационной поверхности Ставрополя и Дарьинских высот около Боргустанской. Глубину последующей эрозии он определяет на Малке до 800—1000 м, при общем поднятии до 2000 м.

По направлению к югу эта поверхность денудации прослеживается более или менее непрерывно до зоны сбросов, проходящей через Тырнауз, к югу от которой лежит уже общее горстовое поднятие этой части Кавказского хребта. Южнее этой зоны сбросов мы уже не находим остатков столь выправленного рельефа, но в ледниковой области намечаются остатки древнего денудационного уровня на отметках около 3500—4000 м, приводящие к подножью вулканического конуса Эльбур-

са и представленные днищами многочисленных каров. При этом подножие конуса Эльбруса, как мы уже видели, нужно считать продолжением верхнеашеронского вулканогенного горизонта.

Поскольку на Малке и на Кубани денудационная поверхность, покрытая галечниками, лежит севернее зоны сбросов на отметках около 2500 м, постольку нужно признать, что по этой зоне сбросов произошло в послееашеронское время ступенчатое (или флексурное) поднятие с относительной амплитудой до 1000—1500 м, а общее поднятие могло достигать 3000 м.

По данным А. Л. Рейнгарда (237, стр. 9), эта древняя денудационная поверхность характеризуется в верхних течениях рек следующим образом: «В районе сел. Нижне-Тебердинское (Сенты), (уровень реки 1042 м), она срезывает все возвышенности на высоте около 1800 — 1850 м и у подножия высоких, альпийского характера, хребтов Киньричад и Кенделляр достигает 2400—2450 м абс. высоты. Далее в горы она прослеживается по долинам Маруха, Теберды, Дауга и Кубани и, в особенности, по боковым их долинам в виде небольших уплощений склонов, проходящих по плечам ринско-вюрмских трогов, до самых фирновых полей современных ледников или до днищ пустых каров. В районе сел. Нижне-Тебердинского эта денудационная поверхность повсюду покрыта галькой и более крупными валунами гранитов с Главного хребта. Эта же самая поверхность денудации может быть легко прослежена и на восток от Кубани, в районе долины Худеса и Малки, где она лежит... на уровне 2300—2400 м... И здесь мы наблюдаем тот же контраст между крутыми склонами хребта Тавлырырт и мягкими формами волнистой поверхности денудации у его подножий. В районе сел. Нижне-Тебердинского она лежит примерно на 800—900 м выше современного дна долины Теберды».

По данным В. И. Громова (93), галечники «Армянских» высот и покрываемая ими поверхность должны относиться к границе плиоцена и постплиоцена на основании находки зубов *Elephas meridionalis Nesti*.

Как увидим ниже, это определение возраста древней денудационной поверхности всего этого района является более правильным.

В районе между Пятигорском и Терском к верхнему ашшерону нужно отнести толщу вулканогенных отложений, залегающую монотонально, с падением к северо-востоку. К югу верхняя поверхность этой толщи поднимается до отметок 3000 м и выше, к вершинам це-

редового хребта, сложенного верхнеюрскими известняками (В. П. Ренгартен, 254). К югу от этого хребта эти же отложения залегают на отметках всего около 2000 м, будучи опущены в виде грабена (С. П. Соловьев, 268). Еще южнее остатками этого же вулканогенного горизонта сложено подножье вулканического конуса Эльбруса, имеющее высоту над урвнем моря около 3900—4000 м (А. П. Герасимов, В. П. Ренгартен). Во всем этом районе близкое к этой поверхности положение занимает та поверхность, которая определяется днищами карев, расположенными на отметках около 3500 м.

В районе Эльбруса остатки древней денудационной поверхности и лежащих на ней потоков лав и туфов сохранились в ряде мест, например, на г. Тузлук, в верховьях р. Малки на отметках 2586 м (А. П. Герасимов, 76) и на Кыртыке на отметках 3300—3400 м (С. П. Соловьев, 266). Южным продолжением туфогенных отложений верхнего апшерона района Нальчика могут быть лапидарные туфы подножья конуса Эльбруса на отметках порядка 3500—3700 м (С. П. Соловьев, 266). Не вполне ясен возраст лавовых излияний в бассейне р. Тызыл (С. П. Соловьев, 267), которые могут быть и более молодыми.

Таким образом, глубина врезания ущелий в апшеронскую денудационную поверхность определяется для верховий бассейна р. Баксан около 2000—2200 м (отметка сел. Верхний Баксан около 1500 м), а общее поднятие этой зоны Кавказского хребта в постплиocene может определяться в пределах до 2,5, самое большее 3 км, с учетом, что общий уклон современных долин более значителен, чем в конце плицена.

Такую же, примерно, картину мы имеем и в бассейне р. Ардон. В нижнем ее течении, около Алагира, обнажается та же вулканогенная толща верхнего апшерона, залегающая с надением до 15—20° к северу (А. Н. Розанов, 258; Л. А. Варданыц, 35; М. С. Швенов, 278; и др.). К югу продолжение этой толщи поднимается довольно высоко по склону передового хребта, сложенного и здесь верхнеюрскими и меловыми отложениями, а на Ходском перевале (к северу от Садога), имеющем отметку около 2750—2800 м, мы находим остатки древней долины, заполненной аллювием, с преобладанием молодых эффузивных пород (Л. А. Варданыц, 37). Совершенно ясно, что эта одна из тех древних долин, по которым выносился материал для вулканогенной толщи (верхний ярус конгломератов, по А. Н. Розанову, 258).

К югу от Ходского перевала долина эта «повисает» в воздухе, и

ее продолжение нужно искать в верховьях бассейна р. Урух (Ираф), так как только там известны дайки и нэки пород, присутствующих около Анагира в вулканогенной толще. При этом и в данном случае продолжение этого денудационного уровня должно лежать на отметках не ниже 3500—4000 м, т. е. опять-таки в зоне каров, где местами намечаются как будто бы остатки потоков лавы.

Обратимся еще к области Кельского плато, расположенного юго-западнее Крестового перевала. Здесь громадная площадь покрыта излияниями лав, не спускающимися в долины, а растекавшимися на сильно выравненной поверхности древнего рельефа. Эти лавы древнее тех, которые спускались на днища, составляющие продолжение поверхности Баззетского плато, и В. П. Рейнгартен не отрицает возможности того, что здесь могут существовать остатки лавовых излияний верхнеапшеронского возраста, которые в свое время должны были покрывать в данном районе громадные площади. При этом и здесь древняя денудационная поверхность располагается на уровне каровой зоны.

Таким образом, во всем Центральном Кавказе, между Эльбрусом и Казбеком, предверхнеапшеронская денудационная поверхность, которая должна была быть покрыта продуктами извержений вулканов, уничтожена уже почти полностью и сохранилась лишь в виде небольших участков.

Сопоставляя все сказанное выше о древнейшей денудационной поверхности северного склона Кавказского хребта, мы должны сделать вывод, что она везде знаменует далеко зашедший процесс непененизации этой страны, в пределах которой расчлененный рельеф сохранялся тогда только в виде небольшого «острова» в осевой части хребта. Вместе с тем почти везде после того, как этот процесс непененизации приостановился, происходило только врезание новых долин и ущелий, далеко не всегда успевших дойти до кривой равновесия и вступить в начальную стадию фазы расширения их дна.

Бакинский возраст древнейшей поверхности непененизации в бассейнах Кубани и Малки, принятый А. Л. Рейнгардом и А. П. Герасимовым, требует изменения, так как иначе мы стали бы перед парадоксом: в бассейне Баксана после апшерона происходит только врезание глубочайших долин, а рядом, на Малке и Кубани, в тех же структурных зонах, не только были бы врезаны новые долины, но произошла бы и новая непененизация, срезавшая под корень все остатки более древнего рельефа. На основании всего этого мы принимаем, что в бас-

сейнах Малки и Кубани древнейшая поверхность денудации относится также к анниерону, согласно нижнему пределу ее возраста, предложенному Л. А. Бардамянцем (53).

Приняв это решение, мы должны решить вопрос о том, куда отнести те остатки еще более древних галечников и соответствующую денудационную поверхность у г. Юцы и Золотого Кургана, которые А. Л. Рейнгард и А. Н. Герасимов отнесли к анниерону. Мы полагаем, что эти галечники должны относиться либо к более низким горизонтам анниерона, либо же к акчагылу. Весьма возможно, что к тому же моменту нужно относить также и рельеф вершины г. Беннтау, резко не согласующийся с более юным и расчлененным рельефом нижней части его склонов.

Тот же предверхнеанниеронский, в общем смысле, верхнеплиоценовый возраст древнейшей денудационной поверхности, знаменующей далеко зашедший процесс пенецинизации горной области, можно принять и на южном склоне Кавказского хребта, в Абхазии. Здесь, по Е. В. Шайцеру (276), пятая терраса имеет ангельский или шельский возраст, что как будто бы должно отвечать бакинскому веку. Поэтому более древняя поверхность денудации, лежащая на 500—600 м и более над тальвегами, может относиться, по видимому, уже к анниерону.

В Абхазии, как и на северном склоне хребта, поверхность эта вглубь гор сильно повышается, и ее продолжение нужно искать, вероятно всего, в динцах каров и в некоторых уплощенных склонов второстепенных водоразделов. Аналогичное решение можно принять и для бассейна р. Мзымты, где древнейшая поверхность денудации доминирует в сторону гор и своим продолжением выходит в зону каров и перевалов.

Резюмируя все сказанное о древнейшей поверхности денудации Кавказа, можно сделать вывод, что к концу среднего и к началу верхнего анниерона весь Кавказ имел рельеф, совершенно отличный от современного. Громадные площади его были уже пенецинизированы в большей или меньшей степени и имели в наиболее возвышенных частях отметки, по отношению к своему базису эрозии, всего около 500 м, т. е. представляли широкие, слабо расчлененные, предгорные равнины, вполне подобные современным равнинам района Певниномысской—Минеральных Вод—Нальчика.

На этой равнинной стране выделялись островные горы, с более или менее резко выраженным горным рельефом, со средними отметками во-

доразделов едва ли выше 1500 м и с отметками главнейших вершин не выше, повидимому, 1500—2000 м. Наиболее значительный участок таких островных гор протягивался вдоль осевой зоны современного Кавказского хребта от истоков р. р. Лабы и Зеленчука в Дагестан, и наибольшие высоты его были, как и сейчас, между Эльбрусом и Казбеком.

В восточной части этих гор имелось, повидимому, два гребня, между которыми располагался бассейн древнего Самура, выносившего аллювиальный материал на Кусарскую равнину. Аналогичное раздвоение существовало, повидимому, и в бассейне Ингура и Рions, где южное ответвление хребта протягивалось в сторону Дзирульского массива, а из промежуточной депрессии выходила левая составляющая той речной системы древней Куры, которая выносила аллювиальный материал на равнины Кахетии и к Куринскому заливу анкеронского моря. К северу от этого хребта поднимались среди равнины небольшие возвышенности: пологий, слабо расчлененный гребень по линии современного Гимрийского хребта и очень пологое поднятие в Ставрополе.

Равнина, к северу от хребта, в ее западной и восточной частях была покрыта большими морскими заливами, к которым спускались реки, отлагавшие здесь галечники и пески. Современных широтных протоков рек Кубани и Терека, повидимому, еще не было. Поперечный профиль хребта был уже тогда ясно асимметричным, с более пологим северным и с крутым южным склоном, подобно современному Крыму. Продукты вулканической деятельности анкеронского времени и сами вулканы были уже почти полностью уничтожены эрозией. На самой равнине, особенно в ее южной части, выступали останковые горы, типа Бермамыта, протягивавшиеся прерывистой цепью вдоль хребта в зоне современного Скалистого хребта, сложенного, главным образом, верхнеюрскими известняками.

Подобную же картину мы имели и в Закавказьи, где наиболее крупные островные горы располагались по линии Муровдагского (Шахдагского) хребта, также имевшего асимметричный профиль, с более крутым южным склоном. Высота этого хребта была еще ниже и едва ли значительно превышала 1500 м, поскольку тогда область озера Севан располагалась, повидимому, на уровне, близком к уровню анкеронского моря. Другие возвышенные гряды протягивались в южной Армении и в Нахичеванском крае в северо-западном направлении и, в силу небольшой их высоты, мало нарушали общий равнинный характер страны. Наконец, небольшие возвышенности существовали и в Аджаро-Имеретии, но местоположение их наметить трудно.

Значительно меньшая приподнятость Закавказья по отношению к уровню апшеронского моря, по сравнению с областью Кавказского хребта, имела своим следствием то, что здесь продукты вулканических извержений верхнего плиоцена сохранились от размыва на громадных площадях и впоследствии послужили костыком нового рельефа. Главной речной артерией была, как и сейчас, Кура. Одна ее составляющая (см. выше) выходила из Сванетии, а вторая—из Аджарии и Имеретии.

II. ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

а. ПРЕДБАКИНСКАЯ ОРОГЕНИЧЕСКАЯ ФАЗА

(Главная фаза минделя)

1. Тектонические движения

На грани апшеронского и бакинского века имели место крупные движения земной коры, существенно изменившие весь облик страны.

На северном склоне Кавказского хребта и в Предкавказьи апшеронская наклонная равнина, покрытая галечниками, а в центральной части вулканогенными отложениями, испытала моноклинальное (наклонное) поднятие, в связи с чем южный край равнины достиг отметок до 1000 м. На общем фоне этого поднятия имели место более или менее значительные складчатые деформации, приуроченные к нескольким зонам. Одна из них проходит в виде очень пологого выпучивания от Датыха к юго-востоку через Известняковый Дагестан. Вторая зона, более значительного выпучивания, повидимому, даже осложненного дизъюнктивными нарушениями в урочище Бергучи, проходит по линии хребтов Салатау и Гимрийского.

Еще севернее располагается зона пологого, с малой амплитудой, поднятия, простирающегося через Кумторкале. К западу выпучивание этой зоны становится более значительным и приводит к формированию довольно крупных складчатых структур Терского и Сунженского хребтов, составляющих, в общей их совокупности, сложный веер. Пологие, вытянутые вдоль этих хребтов выпучивания формировались, возможно, и севернее, в области Притеречной равнины, где намечается несколько линий погребенных складчатых структур.

К северу от пояса наклонного поднятия древней равнины произошло прогибание, на западе в бассейне Кубани, а на востоке—в Прите-

речной области. На Кубани амплитуда прогиба достигала, повидимому, 50—100 м (под Краснодаром), так как континентальные аналоги ахчагыла лежат здесь на глубине до 150—200 м, а аналоги ашперона нужно искать на отметках—50 до—100 м. Прогибание Притеречной равнины было еще более значительным и достигало сотен метров. Между этими двумя прогибами, несколько севернее их осевой линии, произошло полого-сводчатое выпучивание Ставрополя, соединявшееся динамически с меридиональным поднятием Ергеней.

Небольшое поднятие антиклинального типа, может быть осложненное с южной стороны сбросом, образовалось вдоль Восточного Маныча, несколько севернее его, в связи с чем по этой линии наблюдаются выходы третичных пород. В частности, ашперон обнажается в Шербулуге и на Бузгуге, а в Адыках кровля его лежит на глубине всего лишь 50 м (Ф. Ф. Гогывец, 88). Здесь происходит смещение осевой линии прогиба к югу, и вместе с тем в нем возникает новое поднятие, восточное продолжение которого имеет, вероятно, связь с Магмылаком.

К югу от пояса наклонного поднятия предгорной равнины произошло грандиозное горстовое поднятие осевой части хребта по линиям старых сбросов. В плане это горстовое поднятие состоит из нескольких второстепенных того же типа поднятий, совпадающих с более древними структурами, образующими двустороннюю виргацию, с главным узлом южнее Эльбурса. Наиболее выдающимся было горстовое поднятие Божового хребта, вместе с Кабардино-Дигорским. Амплитуда этого поднятия, по отношению к южному краю моноклинального поднятия, должна оцениваться в 500—1000 м. абсолютная же достигала, вероятно, 1500 м. В связи с этим здесь создалась предпосылка для формирования настоящего высокогорного рельефа.

К северу от этого горстового поднятия, в пограничной зоне древней равнины, произошло резкое ее воздымание, сопровождавшееся складкообразованием и надвигами, особенно в зоне развития верхнеюрских и меловых отложений, между Баксаном и Аргунем. Эта зона дислокаций к востоку соединяется с уже указанной выше зоной пологого выпучивания Известнякового Дагестана.

Воздымание ашперонской денудационной поверхности произошло и на восточном склоне Кавказского хребта, но здесь оно было, в отличие от северного склона, ступенчатым, что намечается в бассейнах р. р. Мзымты и Кодора. В силу этого еще более усилилась асимметрия северного и южного склонов Кавказского хребта.

К предбакинской фазе орогенеза нужно относить, повидимому, начальную фазу формирования прогибов в районах Гори и по Алазани, впоследствии превратившихся в значительные депрессии. Горийское погружение и его восточное продолжение до р. Арагвы, были заполнены мощной толщей аллювиальных отложений еще в бакинском веке. В областях Куринской низменности, Кахетинско-Ираакского хребта и вокруг Ашеронского полуострова ашеронские отложения испытали значительные дислокации, с формированием складок, сбросов и надвигов.

Наиболее крупной формой таких дислокаций является зародившаяся в это время антиклиналь Кахетинского хребта, с более крутым северным крылом, и несколько линий складчатых структур в междуречьи Алазани, Агрычая и Буры. В этой области структурой, связанной непосредственно с деформацией основания (субстрага), является, повидимому, только большая антиклиналь Кахетинского хребта, представляющая восточное продолжение крупной веерообразно-горстовой структуры Аджаро-Триалетии и протягивающаяся к востоку, по крайней мере, до устья р. Алазани. Остальные же структуры этой области являются, повидимому, только поверхностными, образовавшимися в силу бокового сдвигания мощных осадочных толщ в зоне прогиба между поднятиями, с одной стороны, Кавказского, а с другой—Муровдагского и Шахдагского хребтов.

К югу от долины Буры, в области северного склона Муровдагского и Шахдагского хребтов, происходили движения, аналогичные движениям вдоль северного склона Кавказского хребта, т. е. общее моноклиналиное (наклонное) поднятие ашеронской денудационной поверхности, с большой амплитудой поднятия по южной ее периферии. Что же касается южного склона Муровдагского и, особенно, Шахдагского хребтов, то здесь пока нет доказательств той ступенчатости, которая достаточно хорошо устанавливается для Кавказского хребта.

Амплитуда поднятия Муровдагского и Шахдагского хребтов в предбакинскую фазу еще не может быть определена с той же точностью, как для Кавказского хребта. Если правильно наше предположение, что в конце ашерона Севан располагался, примерно, на уровне моря, то общее поднятие Муровдагского и Шахдагского хребтов за весь постплистоцен должно оцениваться величиной порядка 2000 м, из которых на долю предбакинской фазы нужно отнести, по аналогии со всем остальным Кавказом, не менее половины, т. е. нужно будет признать, что в предбакинскую фазу этот хребет поднялся, примерно, на 1200 м. В целом

поднятие этих хребтов имело характер крупного брахантиклинального вынуживания, затухавшего на западе в районе севернее Ленинка, а на юго-востоке — в районе между Шушой и Араксом.

К югу от Севана нужно принимать сводовое, осложненное новыми подвижками по старым разломам, поднятие в Мегринской и Даралазгезской зонах, кулисообразно заходивших друг за друга, а к юго-западу от них прогибание в среднем течении р. Аракс.

Что касается Грузии, то на ее территории, безусловно, должно было произойти довольно значительное общее воздымание, осложненное местными складчатыми и дизъюнктивными нарушениями, но детали его и амплитуду трудно установить даже в приблизительном виде, и можно наметить лишь некоторую общую картину. Так, намечается горстового типа поднятие на сотни метров в зоне, ограниченной с севера Рачинско-Лечхумской синклинали (грабеном) и ее западным тектоническим продолжением; а с юга — депрессией р. Рион.

Здесь высоко поднята древняя поверхность выравнивания рельефа, ступенчато обрезанная как с северной, так и с южной стороны. В связи с этим в зоне самого поднятия, в местах развития известняковых отложений, чрезвычайно интенсивно проявляются процессы карстообразования, общая характеристика которых прекрасно изложена А. Н. Джавелидзе (105). К юго-востоку эта зона поднятия соединяется с платообразными возвышенностями Чиатур и Дзиркульского массива, которые спускаются к востоку, с погружением древней (апшеронской) поверхности денудации этих возвышенностей под послеперсские аллювиальные накопления Горькой равнины.

К югу от Риона можно предполагать общее, более или менее равномерное поднятие в области Аджаро-Имеретии (Ахалкалаки, Боржом), причем и здесь, подобно Рачинско-Лечхумской синклинали, должны были образоваться местные грабенообразные депрессии (например, Ахалцихе). И здесь древняя поверхность денудации плавно спускается к востоку и северо-востоку к Буринской равнине, и в тех местах, где реки пререзали флексугообразный изгиб склона, образовались глубочайшие, каньенообразные ущелья, а на приподнятом плато реки сохранили свой дряхлый облик.

Одновременно с описанными воздыманиями, имевшими место в Кавказском хребте и в Закавказьи, происходило (по принципу «пожизни») погружение в областях Черного и Каспийского морей, и следствием именно этого (чисто климатические факторы играли второстепен-

ную роль) была регрессия этих морей в предбакинскую фазу орогенеза. Достоверных следов соответствующего положения береговых линий мы пока не имеем, и на наших схематических картах они показаны предположительно. По отношению к уровню регрессировавших морей депрессии, возникшие на суше (например, Горийская, Араксинская и т. п.), были все же повышенными участками, куда море не проникало.

2. Вулканизм

Во время предбакинской орогенической фазы вулканическая деятельность, притухшая к концу алпийского периода, вновь усилилась. В области Кавказского хребта к бакинскому веку нужно отнести некоторые излияния лав в районе Казбека и Эльбруса, лежащих на наиболее высоких денудационных уровнях. Может быть к этому, именно, моменту относятся излияния лав Кельского плато, но полной уверенности в этом нет, так как с равной почти вероятностью их можно относить и к концу алпийского периода.

С довольно большой уверенностью можно относить к бакинскому веку наиболее древние излияния лав в районе Севана, в Ахмаганском хребте, и на Ахалкалакском плато, где в постплиоцене излияния лав происходили неоднократно (Е. Н. Паффенгольц, 198, 204), причем к бакинскому веку нужно относить лавы, потоки которых лежат на верхних террасах, т. е. лавы типа А и В, и может быть, типа С. Имеются указания (П. А. Кудрявцев, 148) на прослой вулканических пеплов в составе бакинских отложений в южной Грузии.

Слабая изученность геоморфологии Закавказья и разрозненность первичного материала, почти не опубликованного и не подвергавшегося даже первичной систематизации, не позволяют с нужной уверенностью наметить центры вулканической деятельности во время предбакинской орогенической фазы и самого бакинского века. Поэтому на нашей карте показана только общая полоса, где могли располагаться вулканы, и лишь для окрестностей Севана показаны несколько вулканов и их групп. В пределах СССР полоса эта протягивается от района западнее Ахалцихе через Алагез и Ахмаганское нагорье к юго-востоку. В районе Ленинакана эта полоса как то увязывается с областями развития вулканизма этого же возраста в Турции.

Как в области Кавказского хребта, так и в Закавказье проявление вулканизма в предбакинскую фазу и в бакинском веке в целом было

значительно ослабленным, по сравнению с его проявлением в верхнем эшпероне, когда здесь сформировались громадные, и по мощности и по занимаемой площади, покровы вулканогенных образований—лав, пеплов, туфов, туфолав и т. п.

3. Оледенение

Предбакинская орогеническая фаза, по принятой нами схеме, совпадает с началом миндельского оледенения, но мы еще не знаем достоверных остатков деятельности самого ледникового покрова. Предполагаемые миндельские морены описаны только в двух-трех точках, причем и в этих случаях нет доказательств того, что это действительно моренные накопления.

Не отрицая того, что с предбакинской орогенической фазой совпала новая волна климатической депрессии, более значительной, чем в эшпероне, и что это могло обусловить образование более или менее значительных ледяных шапок, мы в то же время считаем необоснованным предположения А. Л. Рейнгарда (233, 235, 297), что оледенение это было на Кавказе самым большим и что его ледники выходили на равнину в область Кабардинского хребта. Подобное решение основано на допущении, что скопления валунов в Кабардинском хребте и на г. Каменной представляют действительно конечные морены.

Изучив первичные материалы, мы нигде не нашли убедительных доказательств того, что эти отложения являются действительно моренами. Одно из наиболее детальных описаний дает И. А. Прокопов (217): «Так как они (валунные отложения) занимают положение выше аналогов эшперона и отличаются локализованностью при весьма отличном характере, позволяющем допустить участие ледников в переносе столь крупных глыб и валунов даже до Терского хребта, то, по моему представлению, их следует отнести к постплиоцену».

Мы полагаем, что эти валунные отложения (г. Каменная, Ачалукское ущелье, сел. Ахлово, Кабардинский хребет и др.) представляют не морены, а лишь остатки грандиозных селевых, снежных и т. п. лавин, срывавшихся с северного склона хребта, возможно, при участии вулканических извержений. Современное расстояние от выходов кристаллических пород в Кавказском хребте до указанных мест нахождения валунных отложений определяется в 100—120 км. На первый взгляд это много, но не следует забывать, что даже сейчас, в спокойной тектони-

ческой обстановке в горных областях возникают селевые и т. п. лавины, пробегающие десятки километров, как например сель 1921 г. в г. Алма-Ата.

В качестве второго примера можно указать грандиозную лавину, образовавшуюся на Камчатке зимой 1944—1945 г. в связи с извержением Ключевской сопки. Лавина эта, состоявшая из воды и гязи, пронеслась вниз, несмотря на суровый мороз (-33°), на расстояние до 30—35 км от места зарождения (Б. И. Пийн, 207).

В эпоху напряженнейших тектонических движений предбайкинской орогенической фазы, когда создавались чрезвычайно неустойчивые формы рельефа и интенсивно проявлялся вулканизм и когда предгорная равнина, поднятая моноклинально, покрывалась снегом, должны были возникать снежно-ледяные и каменные лавины несравненно более грандиозные, чем современные.

Это же можно повторить и относительно «морены» у с. Заюково, которая расположена еще ближе к горной области, всего в 50—70 км от обнажений кристаллических пород по Баксану. В. П. Ренгартен любезно дал нам следующее ее описание: «особенность Заюковской террасы это нахождение в ней огромных, в десятки кубических метров, валунов гранитов и гнейсов. Этот материал мог быть принесен из верховьев Баксана только ледником».

Таким образом, даже морфология этих образований не является типично моренной, и все заключения основаны на невозможности переноса столь крупных валунов текучей водой. Вместе с тем у нас много предположений в пользу того, что в предбайкинскую орогеническую фазу должны были происходить катастрофические выносы громадных масс обломочного материала в связи со снежно-ледяными лавинами и селями, а также в связи с прорывами запрудных озер, возникавших при горных обвалах, и т. п. В ранних своих работах А. Л. Рейнгард (222) придерживался такой же точки зрения.

Общая геоморфологическая обстановка Кавказского хребта в эпоху предбайкинской орогенической фазы вполне подтверждает подобный вывод о менее значительных размерах ледяного покрова, чем во время последующих оледенений. Хребет еще не достиг тех высот, какие он получил после баку, а климатическая депрессия в минделе была значительно меньшей, чем во время последующего оледенения. В этих условиях мало вероятно, чтобы в эпоху миндела ледники Кавказского хребта вы-

стояли на равнину на десятки километров дальше, чем в эпоху рисского оледенения.

Итак, мы пока еще не имеем непосредственных доказательств существования оледенения на Кавказском хребте в эпоху минделя, но оно является вместе с тем вполне вероятным. Основываясь на характере рельефа страны, можно принять, что в первые фазы, пока еще не были врезаны достаточно глубокие ущелья, оледенение это было близко к гренландскому типу, т. е. оно имело форму шапки, из которой лед спускался в ущелья и предгорные долины отдельными языками. Лишь к концу оледенения здесь могла развиться сеть ледников альпийского типа. При этом общий контур площади, покрытой ледниками, был, во всяком случае, значительно меньшим, чем во время последующих оледенений.

В Закавказьи, к югу от р. р. Риона и Куры, нет никаких признаков, которые позволили бы наметить возможные размеры миндельского оледенения. Муровдагский и Шахдагский хребты имели в это время высоту, по видимому, уже в пределах от 2000 до 2500 м, вполне достаточную для образования ледяной шапки, но на их склонах пока не обнаружено каких-либо древних морен, которые можно было бы отнести к миндельскому оледенению. Вероятно, ледники эти были намного короче последующих, и следы их деятельности (морены и т. п.) были уничтожены более молодыми ледниками и эрозией.

То же можно сказать и об Алагеше, где даже рисские ледники занимали очень незначительную площадь, а миндельские могли образовать лишь небольшую шапочку на его вершине. На нашей карте максимальные границы миндельского оледенения показаны, как в Закавказьи, так и в области Кавказского хребта, лишь предположительно, на основании высказанных выше соображений.

4. Краткая характеристика нового физико-географического облика

Движениями предбакинской орогенической фазы был окончательно прерван процесс пенеplanation Кавказ, и после нее начался новый цикл расчленения его рельефа, продолжающийся, в общем, до настоящего времени. Глубина врезания ущелий в разных тектонических зонах неодинакова и в наиболее поднятых участках достигает 700—1000 м. В это время были уже выработаны основные контуры современной гидрографической сети. В связи с тем, что поднятие горных хребтов было

сводово-коробчатым, глубина врезания ущелий меняется на протяжении одной и той же реки. Вначале, при входе от предгорий в ущелье, она быстро увеличивается, а затем остается более или менее постоянной или же увеличивается, но уже очень медленно.

Чрезвычайный интерес должна была бы представлять картина состояния морей, примыкающих к Кавказу, но мы не имеем никаких материалов для суждения об этом. Опираясь на общий характер изменения гидрологического режима морей и на последующие этапы их геологической истории, известные значительно лучше, можно предполагать, что предбакинская орогеническая фаза должна была сопровождаться значительным прогибанием дна Черного и Каспийского морей и, как следствие, их регрессией и опреснением. Понижение уровня морей могло быть при этом очень значительным, достигая многих десятков метров.

Б. БАКИНСКИЙ ВЕК

(Миндель-рисс)

1. Бассейн Каспийского моря

Регрессия, обусловленная предбакинской орогенической фазой, сменялась затем новым подъемом уровня морей, во-первых, в силу заполнения их речной водой, а во-вторых, в силу некоторого опускания поднявшихся горных хребтов и компенсационного выполаживания дна морских котловин.

В Каспийском море морские отложения бакинской трансгрессии изучены наиболее детально на Апшеронском полуострове (Д. В. Голубятников, 84, 86), где они залегают сильно нарушенно и обнажаются на отметках до 278 м над уровнем Каспия. Мощность бакинских отложений достигает здесь 60 м, и они разделяются на три горизонта. В нижнем горизонте они представлены песками, песчанистыми глинами с прослоями песчаников, общей мощностью 28 м, и содержат фауну: *Didacna catillus* Eichw., *D. parvula* Nalivk., *D. rudis* var. *varia* Nalivk., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Neritina fluviatilis* L., *Micromelania* (?) *curta* Nalivk. В среднем горизонте отложения представлены песками и песчанистыми глинами, мощностью 13 м, с фауной *Didacna rudis* Nalivk., *Dreissensia ponto-caspia* Andr., *Dr. rostriformis* Desh. и др. Верхний горизонт, при мощности около 17 м, состоит из песков с

прослоями известковистых песчаников и известняков; фауна в нем редка: *Didacna rudis* Nalivk.

В общем списке фауны бакинского яруса Д. В. Голубятников (84—86) отмечает также и *Didacna carditoides* Andr., присутствующую, по видимому, в верхнем отделе яруса.

По схеме В. В. Вебера (58) и О. Дашевский (99), верхний отдел бакинского яруса, характеризующийся присутствием *Didacna carditoides* Andr., выделяется в качестве переходных слоев от бакинского яруса (с *Didacna rudis* Nalivk., *D. parvula* Nalivk., *D. catillus* Eichw.) к хазарскому (с *Didacna surachanica* Andr.), причем безо всякой надобности допускается возможность принадлежности этих переходных слоев к хазарскому ярусу.

Местонахождение береговой линии бакинского моря в районе Апшеронского полуострова не может быть установлено с необходимой точностью, поэтому трудно судить о том, насколько она поднята по сравнению с другими местами. Во всяком случае, она была поднята здесь не менее, чем на 300 или даже 400 м, поскольку эти отложения встречаются в нарушенном залегании на отметках до 300 м.

В других местах Кавказа степень сохранности и изученности бакинских отложений ниже, чем на Апшеронском полуострове, и там, в большинстве, можно говорить лишь о бакинском ярусе в целом. В Закавказьи (А. Л. Рейнгард, 251) северная граница трансгрессии проходит «от устья Алазани... почти прямо на восток вдоль подножия восточного продолжения Кахетинско-Ширакских возвышенностей... из Аджи-Кабул. Отсюда она, огибая восточное окончание Кавказа и вдаваясь вглубь долины р. р. Пирсагат, Джейран-Кечмес и Дженги-чай, идет широкой полосой на северо-восток, к ст. Ялама». В тех местах, где сохранилась морская терраса этой трансгрессии, она поднята до 303 м над Каспием.

К западу от Апшеронского полуострова В. В. Вебер (60) относит к бакинскому ярусу суглинки, чередующиеся с неправильными линзовидными прослоями крупногалечниковых конгломератов и грубозернистых песков, слагающих антиклиналь г. Карамарьян—Каракуш. Фауна представлена здесь следующими формами: *Didacna ex gr. carditoides* Andr., частью близкой по очертаниям к *Didacna rudis* Nalivk., *Dreissina polymorpha* pall. и др., а в верхней толще конгломератов и суглинков встречены *Helix*, *Pupa* и *Parmacella*. Общая мощность от-

ложений достигает 300 м. Судя по характеру отложений, береговая линия лежала частью к северу от этого места, частью же к югу.

К западу от этой антиклинали бакинские отложения установлены в г. Караджа, где они представлены глинами и частью песками и ракушками с богатой фауной: *Didacna crassa* Eichw., *D. postcardioides* (?) Nalivk. et Anis., *D. catillus* Eichw., *D. rudis* Nalivk., *Dreissensia polymorpha* v. Bened., *Dr. ponto-caspia* Andr., *Dr. rostriformis* Desh., *Monodacna caspia* (?) Eichw., *Micromelania caspia* Eichw. и др. (В. В. Богачев, 26; В. В. Вебер, 60). Мощность бакинских отложений здесь, без переходных слоев, составляет 170—200 м (С. А. Ковалевский, 134).

Еще западнее к бакинскому ярусу относят дислоцированную свиту суглинков и галечников на южной окраине степи Большие Шираки, в вершине оврага Назарлеби (Н. А. Кудрявцев, 148). Здесь в нижних горизонтах отложений «присутствует прослой вулканического пепла и пласт синеваато-серой глины, содержащей в изобилии раковины *Parmacella* и плохой сохранныости *Hydrobiidae* и растительные остатки». Обнажаются они здесь на отметках порядка 300—500 м.

По всем этим данным в долине р. Куры намечается удлинённый мелководный залив бакинского моря, в западной его части значительно опреснённый. Южная граница залива остается неизвестной, в силу отсутствия здесь отложений с сохранившейся фауной. Можно лишь предполагать, что уступ высокой террасы, протягивающийся в нижнем течении р. Аракс в меридиональном направлении (В. А. Приклонский, 215), был срезан бакинским морем, поверхность же террасы, представляющая остаток наклонной равнины, (повидимому, юго-восточное продолжение аналогичной равнины района Кировабада), стечется уже к апшеронскому веку. Полной уверенности в правильности такого решения, конечно, нет.

К северу от Апшеронского полуострова, в пределах Кусарской равнины, к бакинскому веку нужно относить, повидимому, две верхние террасы, третью (Койсунскую) и четвертую, по И. Ф. Пустовалову (221). Из них Койсунская терраса, поднимающаяся до отметок 315 м, увязывается с третьей террасой более северных районов, которую В. Д. Голубятников относит к бакинскому веку (82, 83, 81). Четвертая терраса Кусарской равнины в районе Дивичи представляет платообразную возвышенность, которая поднимается против сел. Моллакемали от отметок 190—200 м и обрывается к третьей террасе уступом до

46 м. Более низкая терраса (третья ? Л. В.) в районе Дивичи сложена глинистыми песками, песчанистыми глинами и песками с фауной *Dreissensia rostriformis* Desh., *Didacna parvula* Nalivk., *D. ex gr. catillus* Eichw. и др. относимой В. В. Вебером к верхнему баку. Более же высокую террасу нужно относить к нижнему или среднему баку. Близ Хачмаса, в пределах моря, бакинские отложения обнаружены на глубине около 100 м ниже уровня Каспия (В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 292; В. Д. Голубятников, 82).

В районах Дербента и Махачкала (В. Д. Голубятников, 82, 83 и др.) к бакинскому веку относят две террасы, третью и четвертую. На третьей террасе, сложенной детритусовыми известняками, песками и глинами, имеется фауна *Didacna rudis* Nalivk., *D. rudis* var. *catillus-rudis* Nalivk., *D. catillus* Eichw. var. *surachanica* Andr., *Dr. Dreissensia ponto-caspia* Andr., *rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall. и др. Уровень третьей террасы, соответствующий, в общем, уровню реговой линии бакинского моря, поднимается в Касумкентском районе до отметок 380 м над уровнем Каспия, а на севере лежит на отметках около 100 м над Каспием. Четвертая терраса, отвечающая, повидимому, нижнему (или среднему ?) баку, лежит еще выше.

Не исключена возможность, что на Кусарской равнине и по северо-восточному побережью Дагестана к бакинскому ярусу относятся также и вторая терраса, как эквивалент верхнего отдела бакинского яруса, по схеме Д. В. Голубятникова (84). Дело в том, что в составе фауны этой террасы нет характерной для хазарского яруса *Didacna surachanica* Andr., которая должна была бы присутствовать здесь, поскольку она имеется в хазарских отложениях повсюду: и южнее, на Апшеронском полуострове, и севернее, в восточном Предкавказьи. Вместе с тем, на этой террасе присутствует *Didacna catillus* Eichw., исчезающая почти полностью на Апшеронском полуострове даже в верхах бакинского яруса.

К северу от линии Махачкала—Чирюрт бакинские отложения резко погружаются к северу, и в районе Бабаюрт, между Хасавюртом и Кизляром, верхние слои их лежат уже на отметках до 120—200 м ниже уровня Каспия (В. Д. Голубятников, 82). В скважине Бабаюрт бакинская фауна встречена на глубине 123,5 м (абсолютная высота, примерно,—120 до—130 м), а в скважине Төрклү-Мектеб—на глубине около 200 м (отметка около—170 м). В скважине Бакиган № 2 подшва бакинских отложений может лежать на отметках до—250 м. В скважинах Караюгая и Бороздинского совхоза бакинские отложения

начинаются с отметок около 140 м; в скважине Умар-Отар бакинская фауна обнаружена на глубине около 200—210 м (отметка, примерно, — 200 м); наконец, в скважине Караногая бакинская фауна встречена на глубине 140—150 м (отметка около—160 м); (В. Д. Голубятников, 80).

В восточном Предкавказьи бакинские отложения на поверхность не выходят и известны только по буровым скважинам. По новейшей сводке В. Б. Вебера и С. М. Ильинского (292), мощность бакинских отложений наибольшая в районе Терекли-Мектеб и Черного Гынеа. Здесь она равна 110—160 м и уменьшается отсюда к северу, западу и к югу до 20—25 м, причем бакинские слои залегают без перерывов с другими отложениями.

К юго-востоку же, в районе дельты Терека, мощность бакинских отложений заметно возрастает, так как в новой буровой в районе Кизляра (по материалам С. М. Ильинского), около хут. Калинина, где проходит осевая линия предполагаемого нами молодого прогиба, бакинские отложения пересечены на глубине от 191 до 420 м (отметки около — 220 до—440 м), откуда мощность их определяется примерно в 230 м.

Таким образом, в этом районе намечается центральная осевая часть прогиба, формирование которого происходило, главным образом, в предбакинскую фазу, но прогиб намечился еще в аншпероне (В. Д. Голубятников, 80). Бакинские отложения представлены в этом районе глинами, песками, песчанистыми глинами и т. п. с фауной *Didacna rudis* Nalivk, *D. catillus* Eichw., *D. parvula* Nalivk. Песчанистость отложений возрастает к юго-востоку, по направлению к области прогиба.

В западной части восточного Предкавказья появляются лагунные и пресноводные отложения, переходящие в суглинки, и общая граница бакинской трансгрессии, намечаемая предположительно, очень близка к границам хвалынского моря и лежит внутри последнего. В. В. Вебер и С. М. Ильинский (292) проводят ее через Махико-Кумское, Величаевское, несколько восточнее Ачикулака, через Коя-Сулу и далее к юго-востоку через хут. Москва, Шелковскую к Махачкала. Во всем этом районе береговая линия бакинского моря приурочена к отметкам, близким к нулю или немногим выше. В районах же Терекли-Мектеб и Черный Рынок верхние горизонты бакинских отложений лежат на отметках около—170 до—200, а нижние—на отметках до—300 м и ниже.

По В. Д. Голубятникову (82), «общая мощность древнекаспийских отложений в области Северо-Дагестанской равнины достигает 250 м.

Мощность бакинского яруса, залегающего на апшероне, не превышает 100 м. По Д. В. Дробышеву (198), мощность бакинских отложений в Бабаюртовском и Гизлярском районах достигает 200 м. Несколько к северу от Восточного Маныча, в Адыках, верхняя поверхность отложений апшерона намечается на глубине около 50 м (отметка примерно—50 м), т. е. здесь мы имеем уже северное крыло прогиба, приблизительно на береговой линии бакинского моря (Ф. Ф. Голынец, 87, 88), мощность же апшерона здесь, повидимому, не менее 300 м.

Наконец, в долине Маныча (В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 292) бакинские отложения установлены в скважинах. Так, к северу от Дивного они обнаружены на глубине 34,7—42,9 м (т. е. на отметках около—16 до—15 м) и представлены песками с фауной *Didacna rudis* Nalivk., *D. parvula* Nalivk., *D. catillus* Eichw. В связи с этим является очень вероятным, что бакинское море в фазу его трансгрессии имело связь с Азовским морем.

Современное положение береговой линии бакинского моря определяется следующими отметками: Маныч—около—10 до—20 м, Предкавказье от нуля до 60—90 м, Махачкала 100 м, Дербент 380 м, Кусарская равнина около 310—320 м, Апшеронский полуостров 300 м и, может быть, до 400 м, Кахетинский хребет (Шираки) до 300—500 м, Курипская низменность 200—100 м, низовья р. Аракс около 30 м.

2. Бассейн Черного моря

В Черноморском бассейне, по нашей схеме, аналогами бакинского яруса являются отложения трех эпох, чаудинской, древнеевксинской и узунларской и карангатской, которые могут соответствовать, первая—нижнему, вторая—нижнему и среднему, а третья эпоха—верхнему баку. Общая смена физико-географических условий рисуется при этом в виде последовательного и трехступенного осолонения моря и трехступенного же потепления климата.

В введении было указано, что с нашей точки зрения чаудинские слои соответствуют, вероятнее всего, пробелу между верхним апшероном и нижним баку Каспия. Но, поскольку окончательное решение этого вопроса требует дополнительного изучения литературных материалов, мы оставляем пока чаудинские слои в составе бакинского яруса, как эквивалент нижнего его отдела, или, более точно, как эквивалент нижней части его нижнего отдела.

Чаудинские отложения известны на Кавказе в двух местах, в Грузии (район Потанеби) и на северном побережье Таманского полуострова. В остальных местах положение береговой линии чаудинского моря намечается приближенно. Наличие отложений того же возраста на Галлиполи доказывает, что в чаудинскую эпоху уже существовали Босфор и Мраморное море, но Черноморский бассейн был еще отделен от Средиземноморского (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16).

Отложения чауды характеризуются фауной *Didacna baeri-crassa* Pavl., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. tschadae* Andr., *D. pleistopleura* David., *D. plesiochora* David., *Monodacna subcolorata* Andr., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. tschadae* Andr., *Dr. rostriformis* Desh., *Ninnia magna* Andr. Характер этой фауны и соответствующая соленость воды «не позволяют думать, чтобы Чаудинское море сообщалось со Средиземным путем пролива, возможно, однако, предполагать, что на месте Дарданелл располагалась река, по которой в Эгейское море скатывался излишек вод Чаудинского моря» (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16).

О возможной связи Чаудинского моря с бакинским А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (16) высказывают следующие соображения «Исходя из того, что лимнокардиды группы *Didacna trigonoides* появляются в Каспийской области в бакинское время, Андрусов принимает, что «в конце плицена между Черным и Каспийским бассейнами возникло сообщение более широкое. Новая фауна проникает в Каспийский бассейн, откуда она вытесняет большую часть апшеронской фауны, которая здесь погибает; наоборот, фауна чауды развивается здесь обильней». Нужно заметить, что гибель апшеронской фауны в каспийском бассейне могла быть обусловлена также и опреснением Каспия в связи с предбакинской орогенической фазой, независимо от переселения сюда чаудинской фауны. Эта идея поддерживается, повидимому, и И. П. Герасимовым (78).

На Таманском полуострове (И. М. Губкин и М. И. Варенцов, 96) чаудинские (бакинские) отложения слагают поверхность террасы, возвышающейся на 50 м над уровнем Черного моря, и представлены песчаниками, песками, глинами, супесями и т. п., мощностью до 5—10 м, с фауной: *Didacna parvula* Nalivk. f. *typica*, *D. catillus* Eichw., *D. rudis* var. *catillus-rudis* Nalivk., *D. baeri-crassa* Pavl., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh. var. *distincta* May, *Paludina* и др.

В юго-восточной части Черного моря, около Нотанеби, чаудинские отложения, представленные глинисто-песчаными осадками с прослоями галечникового конгломерата, содержат фауну *Didacna ex gr. crassa* Eichw. (*Didacna crassa* Eichw.), *D. tschadae* Andr., *Dreissenia tschadae* Andr., *Dr. polymorpha* Pall. и др. (С. И. Михайловский, 190; С. И. Ильин 120). Отложения эти залегают слабо дислоцированно, слагают террасоподобные площадки на отметках около 160 м, и местами подстилаются потоками базальта, несомненно, верхнепалеогенового возраста (С. И. Михайловский, 190, 191).

К северу от Нотанеби к чаудинскому (бакинскому) ярусу можно отнести в Абхазии террасу, высотой от 110 до 160 м, сложенную преимущественно конгломератами, имеющими наклон до 4—5°. Мощность их до 80—100 м. В районе Сухуми в аналогичных отложениях найдена фауна чаудинского типа (С. И. Ильин и А. Г. Эберзин, 121, А. Л. Козлов, 135).

Еще севернее, в районе Сочи, чаудинской эпохе должна соответствовать, повидимому, терраса высотой в 140 м, поскольку терраса, высотой в 30 м, содержит карантатскую фауну (А. Л. Козлов, 136; А. П. Григорович-Березовский, 89). Наконец, в районе Туапсе чаудинской эпохе может отвечать терраса с отметкой около 180 м, описанная кратко С. А. Яковлевым (279).

Если такое сопоставление террас соответствует действительности, то на протяжении от Таманского полуострова до Абхазии береговая линия чаудинского моря лежит сейчас на отметках, сначала повышающихся от 50 до 150 (180) м, а затем, в Колхиде, снижающихся, где такие отложения неизвестны и лежат, может быть, под более молодыми, ниже уровня моря. Еще южнее береговая линия вновь поднимается до отметок в 160 м. Значительное снижение современного положения чаудинской береговой линии должно иметь место, повидимому, и к северу от Таманского полуострова, где ее нужно искать под новейшими отложениями Кубанской дельты на глубине до 30—50 м. Далее же к северо-востоку береговая линия чаудинского моря, вероятно, опять повышается, так как на Маньче бакинские отложения встречены на отметках около—10 до—15 м. В общем, береговая линия чаудинского моря, как и в Каспийском бассейне береговая линия бакинского моря, лежит дислоцированно, в соответствии с палеогеновыми движениями земной коры.

Отложения древнеевксинской эпохи (нижнее баку) известны в зна-

чительно большем числе точек, чем чаудинские. В районе Таганрога отложения, которые можно относить к древнеевксинской эрхе, представлены преимущественно песками, мощностью до 6—8 м, покрывающимися глинами, и содержат наземную и пресноводную фауну, характерную для палеоциновх слоев: *Lithoglyphus naticoides* Fer., *Planorbis marginatus* Drep., *P. rotundatus* Poiret., *P. spirorbis* L., *Neritina fluviatilis* L., *Micromelania caspia* Eichw., *Hydrobia stagnalis* L., *Hyalina crystallina* Müll., *Cyclas rivicola* Leach., *Corbicula fluminalis*, *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Didacna trigonoides* Pall., *Adacna plicata* Eichw., *A. laeviuscula* и др. (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16).

В. Г. Бондарчуком (31, 32, см. также А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16) из отложений этой террасы у Таганрога описана фауна: *Didacna crassa* Eichw., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. rudis* Nalivk., *Monodacna colorata* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Dr. caspia* Eichw., *Dr. crassa* Andr., *Corbicula fluminalis* Müll., *Paludina diluviana* и др., имеющая большое сходство с фауной бакинхоского яруса. По простиранию отложения этой террасы замещаются древнеаллювиальными песками и галечниками, в нижних частях которых встречаются многочисленные остатки млекопитающих: *Elephas meridionalis*, *Camelus*, *Cervus*, *Equus* и др. В. И. Крокос и В. Г. Бондарчук (145) относят эти отложения к миндель-риссу.

По восточному побережью Азовского моря береговая линия древнеевксинского моря лежит, по видимому, ниже уровня моря и вновь поднимается на Таманском полуострове. Здесь Н. М. Губкин (96) и М. И. Варенцов (56) относят к этому возрасту отложения террасы высотой до 20—22 м (не выше), представленные глинами, песками, ракушечниками, конгломератами и т. п. с фауной *Didacna crassa* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. (разные карететы), *Corbicula fluminalis* Andr., *Monodacna subcolorata* Andr., *Paludina diluviana* Kunth. (разные варететы), *Unio*, *Melampus* и др.

Между Геленджиком и Джубгой к древнеевксинскому возрасту относится терраса высотой около 50 м (А. Н. Григорьевич-Березовский, 90; А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16), отложения которой имеют мощность до 4 м. Они представлены плотными известняками, переходящими местами в конгломерат, и содержат фауну *Didacna crassa*

Eichw., *Dreissensia tschoudae* var. *ponto-caspia* Andr., *Dr. polymorpha* Pall., *Neritina liturata* Eichw., *Micromelania caspia* Eichw., *Balanus* sp.

Еще южнее, между Джубгой и Туапсе, на высоте около 40—50 м Л. Ш. Лавиташвили обнаружены отложения с древнеевксинской фауной, представленные ракушками, песками и т. п., содержащими *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Monodacna* 2 sp., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Cardium edule*, *Dreissensia* cf. *caspia*, *Dr. if. celekenica* Andr., *Neritina* sp., *Ninnia*, *Hydrobia* (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16). В этом же районе, близ поста Небут, А. Г. Эберзиным и О. С. Вяловым (282) обнаружена древнеевксинская терраса, высотой до 50—60 м, сложенная галечниками и ракушками, содержащими *Didacna* ex gr. *crassa* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Neritina*.

Далее к югу древнеевксинские отложения на террасах нигде пока не обнаружены, поэтому к этому возрасту можно относить те или иные террасы только на основании сравнений их с соседними. Так, около Сочи к древнеевксинской эпохе можно отнести террасу высотой в 50—60 м, расположенную над карангатской террасой, высота которой указывается одними в 15, другими в 30—35 м (А. П. Григорович-Березовский, 89; А. Л. Козлов, 136; А. Г. Эберзин и П. И. Ивченко, 285; А. Н. Москвитин, 193). Еще южнее, в районе Сухуми, древнеевксинскую террасу нужно искать, повидимому, на отметках не ниже 60—100 м. Наконец, в районе Батуми этой террасы, повидимому, нет, так как, по С. Н. Ильину (120), на чаудинские отложения налегают песчане-галечниковые слои с *Venus gallina* L. и *Donax* sp., которые А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (16) считают возможным отнести к карангатской эпохе.

Общее положение береговой линии древнеевксинского моря в настоящее время примерно то же, что и у чаудинского. Именно, на восточном побережье Азовского моря, где впоследствии происходило прогибание, береговая линия лежит, повидимому, ниже уровня моря. К северу и к югу, особенно вдоль Кавказского побережья, береговая линия древнеевксинского моря приподнята, и амплитуда поднятия увеличивается к району Сухуми. Далее к югу береговая линия, возможно, вновь опускается, но ее положение около Батуми остается неизвестным.

Большое количество фауны, найденной в древнеевксинских отложениях в разных местах и на большом протяжении с севера к югу,

позволяет с большой уверенностью сделать вывод о том, что в древнеевксинском море соленость его вод не везде была одинаковой и изменялась от очень слабо соленой в районе Таганрога до солоноватоводной в районе Сухуми.

Волна осолонения вод этого моря к концу древнеевксинской эпохи испытала смещение к северу, в связи с притоком воды из Средиземного моря. Поэтому поздняя фаза древнеевксинского моря представлена более соленым, узунларским морским бассейном, фауна которого представлена следующими формами: *Cardium edule* L., *Syndesmia ovata*, *Mytilaster monterosatoi*, *Dreissensia* и в отдельных случаях *Didacna*, *Pecten*, *Venus*, *Tapes* (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16). Фауна эта очень близка к карангатской, причем пока нет никаких конкретных признаков промежуточного между ними опреснения моря. Повидимому, Босфор и Дарданеллы оставались все это время действующими проливами, обеспечивавшими усиленный приток соленой воды в узунларское море. Приток этот должен был особенно усилиться в предкарангатское время в связи с опусканием дна Черного моря, как мы это имели и в последующее время на грани новоевксинской и древнечерноморской эпох.

Карангатские отложения, принятые нами как аналог верхнего бабь, прослежены достаточно хорошо на большом протяжении Черноморского и Азовского побережья Кавказа, и их присутствие намечается также и в районе Маныча.

В северной части Азовского моря, около Таганрога, «типичные карангатские отложения с *Cardium tuberculatum*...находимы не были» (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16), но около Азова В. В. Богачевым (20, 24) была описана бурая супесь с *Tapes dianae* (calverti), *Cardium edule*, *Venus gallina* и *Cerithium scabrum*, обнажающаяся на высоте до 20 м над уровнем Азовского моря. Ниже супеси лежит слой песка без морских раковин, а выше—бурый лессовидный суглинок. Можно было бы думать, что это отложения карангатского моря, но такое решение вызывает сомнения, так как тут же рядом, в Таганрогском заливе, карангатские слои, погребенные под молодыми отложениями, залегают на более низких отметках и не увязываются с описанными выше, фаунистически охарактеризованными отложениями Азова. Не исключена возможность, что видовое определение *Tapes dianae* (calverti) сделано неверно, и в этом случае данный комплекс фауны в

полной мере может соответствовать древнечерноморским отложениям, появление которых около Азова является довольно вероятным.

К югу от Азова до Таманского полуострова карантатские отложения неизвестны, и надо полагать, что древняя береговая линия лежит здесь ниже уровня моря, будучи скрыта под более молодыми отложениями.

На Таманском полуострове карантатская терраса выражена очень хорошо. Отложения этого возраста залегают на высоте 4—7 м над уровнем моря, значительно ниже древнеевксинских, и представлены ракушниками, песками и покрывающими их суглинками. Последние местами замещают морские отложения. Возраст определяется богатой фауной с характерными формами *Tapes calverti* Newt., *Tapes of. calverti* Newt., *Venus gallina* L., *Cardium edule* L., *Didacna crassa* Eichw., *Nassa reticulata* L., *Mytilaster lineatus* Gm. и др. (И. М. Губкин и М. И. Варенцов, 96).

В районе Туапсе, близ поста Небуг, имеется терраса, высотой до 15 м, покрытая песками с галькой, содержащими *Cardium tuberculatum*, *Tapes calverti*, *Pecten* sp. (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16). Около Туапсе Л. Ш. Давиташвили обнаружены на высоте 20—25 м над уровнем моря галечники с обломками ракушки *Cardium tuberculatum*, *Venus gallina*, *Mastra subtruncata* и др. (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16). В районе Сочи (Дагомыс) А. Н. Григорович-Березовский (89) описал морские ракушники, мощностью до 3 м, обнажающиеся на высоте около 15 м. В слоях содержится карантатская фауна *Tapes diana* Req. (*calverti* Newt.), *Cardium tuberculatum* L., *Mytilus edulis* L., *Donax trunculus* Lam., *Nassa reticulata* L., *Venus gallina* L., *Mytilus edulis* L., *Donax trunculus* Lam., *Nassa reticulata* L. и др. Здесь же А. Д. Козлов (136) описал террасу с отложениями, содержащими *Cardium tuberculatum*, *tapes calverti* и др., причем высоту террасы указывает более правильно в 30 м, а не в 15 м, как у А. Н. Григорович-Березовского. Такие же террасовые отложения описаны А. Н. Григорович-Березовским (89), около Адлера, где высота террасы приблизительно та же.

По последним точным данным А. Г. Эберзина и П. И. Ивченко (285), высота карантатской террасы около Сочи равна 24—28 м, а береговая линия моря лежит на высоте 30—32 м. Мощность морских отложений на террасе 3—4 м; это—галечники, пески и ракушники с фауной *Cardium tuberculatum* L., *Tapes calverti* Newt., *Venus gallina* L., *Mytilus galloprovincialis* Lk., *Ostrea* и др.

К югу от этого района мы пока не знаем террас с отложениями карангатского возраста, и при наличии здесь большого количества террас трудно найти среди них такую, которая действительно соответствовала бы карангатской террасе Сочи и Адлера. Лишь в Гурии, по С. П. Ильину (120), имеются отложения с морской фауной (*Venus gallopa* L., *Dona* sp.), которые лежат трансгрессивно на чаудинских, на высоте 10—20 м. По мнению А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (16), они могут быть отнесены к карангатским, но не менее вероятно и то, что это—отложения древнечерноморской трансгрессии. В пользу чего говорит очень малая высота их над уровнем Черного моря. В районе Батуми к карангатской эпохе можно отнести денудационную поверхность с красноземами, которые «здесь не поднимаются в массе своей выше 240-метровой горизонтали, располагаясь на том холмистом и террасированном рельефе, который отмечает все черноморское побережье между Батуми и Кобулет» (С. С. Кузнецов, 156).

На турецком побережье Черного моря терраса с карангатскими отложениями имеет высоту около 5—7 м (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16).

Что касается Абхазии, то здесь, по аналогии с районом Сочи-Адлера, карангатские отложения нужно искать, повидимому, на террасах, высотой около 30—40 м, т. е. карангатской здесь должна быть, вероятнее всего, третья терраса, высотой 33—35—40 м, а не 12—15 м. В районе долины Риона береговая линия карангатского моря вероятно вдавалась заливом, и отложения его, надо думать, уже уничтожены последующей эрозией, а продолжение того уровня, на котором происходило отложение, нужно искать в соответствующих террасах р. р. Риона, Пигура и др.

Наконец, к карангатской эпохе следует относить отложения с этого типа фауной, обнаруженные на Маныче в буровых скважинах на глубине до 30—40 м под мощными суглинками, возраст которых может быть, повидимому, только хазарским. По материалам К. П. Лисицына (165, 166), Ф. Ф. Голынца (88) и В. А. Кузнецова (149), фауна эта черноморского типа *Cardium edule*, *Natica reticulata*, *Cerithium reticulatum*, *Tapes* совместно с каспийскими формами *Monodacna* sp., *Lithoglyphus*, *Dreissensia polymorpha*, причем черноморские формы преобладают. Важно то, что в этом же районе в скважинах на той же, примерно, глубине 34,7—42,9 м, или немного ниже обнаружена типично бакинская фауна *Didacna rudis* Nalivk., *D.*

parvula Nalivk., *D. catillus* Eichw., уже отмеченная нами выше, при описании бакинских отложений.

Таким образом, общая совокупность фактов говорит в пользу того, что карагатское море проникало до Маныча и смешивало свои воды с водами бакинского моря. Нет никаких оснований относить эти глубоко залегающие отложения с черноморского типа фауной к более поздней, древнечерноморской трансгрессии. Для этого нужно было бы предположить, что в послехазарское время на Маныче могло происходить врезание долин на глубину до 65—70 м, что совершенно невероятно, поскольку здесь не было столь значительных поднятий. Кроме того, для принятия подобного решения нужно было бы значительно омолодить толщу суглинков, оснований к чему нет никаких.

Современное положение береговой линии карагатского моря примерно такое же, как и для более древних эпох. Линия эта приподнята (?) в северной части Азовского моря, опущена ниже (?) уровня моря в районе дельты Кубани и значительно приподнята южнее, от Таманского полуострова до Сухуми. Наиболее высокое положение она занимает, по-видимому, в районах Сочи и Сухуми, в полном соответствии с наибольшим поднятием этой части Кавказа в постплиocene.

При сравнении высот верхнебакинской террасы Каспия и карагатской террасы Черного моря обращает внимание значительная разница. В Каспии эти террасы достигают отметок до 100 и даже 200 м, между тем, как карагатская терраса, где она установлена с несомненностью, имеет высоту не более 30—40 м, а наибольшая возможная ее высота, по-видимому, не выше 50—60 м. Объясняется это различным характером послебакинских движений, которые на каспийском склоне Кавказа проявились в виде общего моноклиального поднятия широкой полосы вдоль побережья, на черноморском же склоне имело место ступенчатое поднятие, при котором амплитуда воздымания прибрежной узкой полосы была не очень значительной.

Карагатская трансгрессия отвечает в бассейне Черного моря эпохе наибольшего осолонения его вод за весь постплиоцен, и, вместе с тем, это — эпоха наиболее теплого климата (Н. И. Андрусов, 10). Последнее как будто бы совпадает с тем, что мы знаем о верхнем баку для Каспия. Во время карагатской трансгрессии соленые воды с *Cardium edule* достигают Маныча и перебрасываются, по-видимому, и в Каспий, но фауна эта не смогла там акклиматизироваться в силу того, что воды его еще не достигли необходимой для этого степени солености.

Благоприятные для этого условия возникли там только во время хвалынской и послехвалынской трансгрессий Каспия.

3. Континентальные образования и рельеф в бакинское время

За. ПРЕДКАВКАЗЬЕ

Перейдем к рассмотрению того, что происходило на Кавказе вне области морей. Рассмотрим сначала Северный Кавказ. В качестве исходного пункта можно взять здесь долину р. Терек к северу от Моздока. В этом районе, по данным М. М. Жукова (116), имеется два комплекса континентальных отложений. Нижний из них, имеющий, по М. М. Жукову, бакинский возраст, представлен толщей бесчаноглинистых отложений неизвестной мощности, который к северу сменяется суглинками и т. п., которые лежат на отложениях аншера (С. А. Гатуев, 70, 72). Южное продолжение этих отложений можно предполагать в области Терского и Сунженского хребтов в нижней части толщ суглинков, покрывающих дислоцированные отложения аншера (М. Ф. Двали, 100, Я. О. Брод, 33, Н. Д. Елиа, 111).

По литологическому составу они вполне соответствуют бакинским морским отложениям Терско-Кумского района, представленным, как указывалось выше, в большинстве случаев глинистыми и песчанистыми отложениями. Эту толщу нужно рассматривать как делювиально-аллювиальные отложения, накопившиеся на предгорной равнине вдоль северного склона Кавказского хребта и вдоль восточного склона Ставропольской возвышенности, которая в это время уже существовала и, как увидим ниже, начала подвергаться расчленению. Южная граница распространения этой толщ не вполне установлена, но, по-видимому, она совпадала с современной северной границей предгорий. Таким образом, в этой части Предкавказья в бакинском веке намечается существование довольно равнинного рельефа.

К бакинскому веку нужно отнести, по-видимому, и те маломощные суглинки, которые покрывают тонкой мантеей плоские водораздельные плато междуречья Калауса и Кумы (С. А. Гатуев, 72). Более молодой возраст для этих суглинков принять едва ли можно, так как в хазарском веке рельеф в этом районе был уже довольно расчлененным, а при этом условии на водоразделах не могли бы накопиться сколь угодно значительной мощности аллювиально-делювиальные отложения. Вместе с тем не исключена возможность, что в некоторой их части эти

суглинки относятся еще к аншперону и представляют остатки аэлювиально-делювиального шлейфа, сохранившиеся от размыва в благоприятных условиях плоских водоразделов.

Наконец, в качестве самого верхнего горизонта континентальных отложений бакинского возраста нужно считать в ряде мест, повидимому, также и отложения красных глин, образовавшихся на водораздельных плато в условиях теплого климата. Они повсюду подстилают хазарские суглинки, в связи с чем их возрастное положение не должно вызывать особых сомнений.

В. А. Бузнецов (150) отмечает их в районе к северо-востоку от Маныча, где для суглинков хазара «подстилающим их ложем является волнистая поверхность красных «надпонтических» глин и только в той части, куда проникла трансгрессия вод древнего Каспия, размывавшая эти глины, а также и отложения понта, лессовидные суглинки в этой части лежат непосредственно на древнекаспийских отложениях».

Аналогичные красные глины описывает и А. Л. Рейнгард (244) в районе ст. Темлябекской, где они также подстилают суглинки, имеющие, вероятно все же, хазарский возраст. А. Л. Рейнгард считает вероятным, что косослоистые пески и эти красные глины составляют разные фации одного горизонта, пески же нужно относить к бакинскому веку: «эти пески, повидимому, составляют основание четвертичного покрова на всем протяжении от Кубани до Азова, причем в некоторых местах между ними и суглинками залегает толща армавирских красных глин». В другой работе А. Л. Рейнгард (297) выделяет до трех горизонтов красных глин, верхний из которых он помещает между хазарскими и бакинскими отложениями и связывает с жарким климатом миндель-рисса.

Некоторые материалы по этому вопросу имеются также в работе Н. А. Православлева (208, 211), который относит косослоистые пески и покрывавшие их шоколадные, и кирпично-бурые глины к минделю и миндель-риссу, а вышележащую мощную (до 25—30 м) толщу бурых суглинков (кроме верхних 8—9 м более легких суглинков) к риссу и рисс-вюрму. Но Г. Ф. Мирчику (184), косослоистые пески представляют отложения гюнца.

Такие же красные глины в верхах бакинского яруса развиты широко и в Прикаспии, где они описаны Н. А. Православлевым (208) под названием астраханского горизонта, а М. М. Жуковым относятся к верхнему звену бакинского яруса (115). Подобно нашей схеме для Кавказа, у М. М. Жукова эти красные глины сохранились не повсеместно, бу-

лучи размыты в предхазарскую фазу (118). Широко развит этот горизонт красных глин и в Ергенях.

Второй комплекс отложений, который М. М. Жуков (116) в Терско-Кумском районе относит к хазарскому веку, представлен нижне-теречным горизонтом песчано-галечных отложений, имеющим распространение вдоль более нового прогиба этой части долины Терека. Этот горизонт свидетельствует о несомненном усилении эрозионных процессов и вместе с тем о более, или менее значительном изменении рельефа страны. Литологически он плохо увязывается с песчано-глинистым составом нижележащих бакинских же отложений этого района, а подопыта этого горизонта, лежащая, безусловно, ниже отметок—50 м, говорит о значительной регрессии Каспия, когда его уровень стоял намного ниже, чем во время бакинской трансгрессии. Поэтому датный, нижне-теречный горизонт нужно относить, по возрасту, к эпохе предхазарских движений и предхазарской регрессии Каспия, т. е. уже не к баку, а к низам хазара, считая его нижним звеном хазарского цикла, по схеме М. М. Жукова. В связи с таким решением, мы рассмотрим этот горизонт подробнее ниже, при описании истории Кавказа в хазарском веке.

Для долины Калауса мы имеем мало материалов. В единственной, сколько-нибудь детальной работе Н. В. Думитрашко и Л. Г. Каманина (109) здесь описана серия террас, но описание не систематизировано и, кроме того, террасы Калауса не увязаны с террасами Маныча, хотя последнее же представляет, повидимому, существенных трудностей. Материалы Н. В. Думитрашко и Л. Г. Каманина показывают вполне ясно, что на Калаусе мы имеем обычную для Кавказа картину «ножниц», т. е. высоты террас снижаются вниз по долине, притом быстрее у более древних террас, и в районе между Петровском и Дивным верхние террасы должны погружаться под нижние.

Если принять условно (доказательств для этого нет, но подобное сопоставление вполне вероятно), что третья снизу терраса Калауса является продолжением третьей же террасы Маныча, имеющей высоту также около 15 м над современной долиной Маныча и относимой к хвалынскому веку, то к бакинскому веку на Калаусе нужно будет отнести пятую и шестую террасы, а четвертую нужно будет отнести к хазару. Из них пятая терраса возвышается над рекой на 60—150 м, а шестая на 90—280 м (более низкие высоты относятся к нижним, по течению, частям долины).

При таком изменении относительной высоты шестой террасы на протяжении около 70 км, абсолютная высота ее изменяется на 400 м. Мы полагаем, что обе эти верхние террасы нужно относить к бакинскому веку, так как на всем протяжении Каспийского побережья, от устья р. Буры и до Сулака, ясно намечаются для бакинского века не менее двух (а местами и более), террасовых уступов, и это обстоятельство не могло не найти своего отражения и на Калаусе.

Глубина эрозии для пятой и шестой террас Калауса получается, в общем, не очень значительной, и это вполне понятно, так как Ставрополье было в то время еще очень небольшой возвышенностью. При глубине современного каньона Калауса в верховьях до 290 м, около Петровска—135 м, и у Николиной балки около 90 м, глубина врезания долины для шестой террасы получается всего около 10—20 м, а для пятой—порядка 30 м в нижнем течении и до 130—140 м в верховьях. При этом на долю пятой террасы приходится, примерно, половина всего врезания долины за все последишеранское время, или даже несколько больше половины, т. е. соотношение это довольно близко к тому, что мы имеем и в других местах Кавказа.

Аналогичные Калаусу серии террас Н. В. Думитрашко и Я. Г. Каманин описали и в долинах других рек этого района (Айгур, Буйвола и др.), но там их высоты значительно меньше. На описании террас в этих долинах останавливаться не будем. Отметим лишь то, что отнесение верхних их террас к бакинскому возрасту не противоречит нарисованной выше картине распространения бакинского моря и его осадков.

На западном склоне Ставропольской возвышенности широко развита достаточно мощная мантия суглинков, но террасы речных долин совершенно не изучены, и остается неизвестным их отношение к этой мантии. Можно лишь предполагать, что нижняя часть этой мантии суглинков относится, почти безусловно, к бакинскому веку, так как нет оснований думать, что врезание долин было здесь более значительным, чем на восточном склоне возвышенности.

В пределах Кубанской равнины к бакинскому веку можно отнести озерно-болотные, песчано-глинистые и иловатые осадки древней дельты Кубани, лежащие в настоящее время на отметках: около Краснодара +10 м, в Усть-Лабинской +30 до +45 м, в Казанской (близ Кавказской) +80 до +90 м (Н. А. Православцев, 212; С. А. Яковлев,

280). На восточном побережье Азовского моря, повидимому, этого же возраста, отложения встречены на отметках—30 и до—60 м, где они в ст. Бриньковской на отметках—25 до—28 м содержат нехарактерную эолюсгатоводную фауну *Dreissensia polymorpha*, *Planorbis marginatus* и др. (П. А. Православлев, 212). В Ейске на тех же отметках, от—20 до—30 м в аналогичной свите встречена подобная же фауна *Dreissensia polymorpha*, *Vivipara*, *Unio*, *Valvata*, *Pisidium*, *Lithoglyphus*, *Bithinia* (П. А. Православлев, 212) и др.

Таким образом, все Предкавказье в бакинское время представляло равнину с небольшой возвышенностью в районе между Ставрополем и Минеральными Водами. Высота ее тогда едва ли превышала 300—350 м, если судить по размерам врезания древних и современных долин, и при условии, что современная высота возвышенности не превышает, в самых высоких точках, 800—830 м.

Главными речными системами Предкавказья в бакинском веке, как и в настоящее время, были Кубань и Терек, т. е. Предкавказье уже имело разделенный сток вод к востоку и к западу, как следствие воздымания Ставропольской возвышенности, но широтные протекы этих рек, играющие сейчас роль коллекторов, тогда вероятно еще не были оформлены, в связи с тем, что и на востоке и на западе морские заливы вдавались глубоко в пределы Предкавказья. Устьевые участки этих речных систем (их дельты) располагались для Терека в районе несколько восточнее Моздока, а для Кубани в районе Краснодара.

И. В. Думитрашко и Л. Г. Каманин отнесли древние террасы Калауса, пятую и шестую, к минделю и гюнну. Поскольку уже всеми гюнн синхронизируется с аншпероном, а миндель приурочивается к началу бакинского века, постольку на Калаусе не может быть речи о наличии гюннских террас.

В этом районе наиболее древняя денудационная поверхность, сохранившаяся в современном рельефе, представлена водораздельным плато, в которое врезана долина и самого Калауса. Возраст этого плато определяется покрывающей его мантией суглинков, которые, даже в нижних их горизонтах, не могут быть опущены ниже бакинского яруса. Следовательно, современный рельеф Предкавказья создан полностью в послепанперонское время, т. е. полностью в постплатоцене и, в полном смысле слова, на глазах первобытного человека, как это уже раньше было выяснено Л. А. Варданием (44, 46, 53).

35. ОБЛАСТЬ КАВКАЗСКОГО ХРЕБТА

В области Кавказского хребта в бакинское время произошло интенсивное расчленение его рельефа и врезание глубоких долин. В соответствии с принятым нами трехступенным делением бакинского яруса, число террас нужно принимать здесь для бакинского века до трех, и лишь в крайнем случае можно относить к бакинскому веку только две террасы, по аналогии с каспийским побережьем Дагестана. Точную картину развития рельефа в Кавказском хребте для этого времени пока еще дать невозможно, ибо мало где речные террасы горных участков увязаны в подлежащей степени с террасами предгорий и с морскими террасами.

Наиболее благоприятное положение в этом отношении имеется в Дагестане, где морские террасы частично увязаны с речными (В. Д. Голубятников, 82, 83). Именно здесь третья и четвертая террасы побережья, из которых третья покрыта отложениями с верхнебакинской фауной, входят в ущелья и прослеживаются в виде высоких речных террас. На Сулаке четвертая терраса Каспия может быть увязана с верхней речной террасой, имеющей высоту в низовьях Сулака около 210—225 м (Н. С. Шатский, 277). Здесь же к бакинскому веку нужно отнести и следующую террасу, высотой в 115—125 м, считая ее аналогом (продолжением) третьей (верхнебакинской) террасы побережья.

Выше по течению Сулака высота террас резко повышается и достигает, по Д. В. Дробышеву (107, 108), 300—350 м, для верхней и 170—175 м над дном долины для более низкой, причем эти высоты в среднем течении сохраняются более или менее постоянными.

По материалам В. М. Паца, аллювиальные накопления, мощностью до 15—20 м, имеются на Аварском Бойсу в районе Гидатлинского моста, а по Л. И. Маруашвили (176), в верховьях Андийского Бойсу, в районе сел. Омало и Дикло, сохранились на площади в десятки квадратных километров остатки широкого, слабо всхолмленного, выравненного дна, возвышающегося над современным дном долины на 350—400 м.

Таким образом, остатки этой денудационной поверхности имеются по всему Дагестану. Соответствующие этой поверхности речные долины были довольно широкими, со сравнительно пологими склонами, и были врезаны в среднем на 500—700 м в верхнее (аншеровское) плато, представляющее здесь наиболее древнюю денудационную поверхность.

К заваду от бассейна р. Сулак, в бассейне р. Аргун, Н. А. Буд-
рявцев (146) отмечает в нижнем течении ряд террас, из которых две
верхние, с относительными высотами 80—100 и 120—130 м, вполне
отвечают двум верхним (бакинским) террасам Сулака. В верхней части
бассейна р. Аргун продолжение этих террас должно было бы иметь вы-
соту порядка 300 м, но соответствующих указаний в литературе найти
не удалось.

Еще западнее, в бассейне р. Ассы, мы имеем такую же картину
террас, очень ясно описанную В. П. Ренгартеном (252). Именно, здесь
хорошо прослеживается верхняя терраса, возвышающаяся над тальвегом
в горной части на 300—400 м и врезанная местами на глубину до
1000 м. В связи с последующими, более молодыми движениями, эта
терраса имеет местами очень значительный продольный уклон и возвы-
шается над тальвегом на 850 м, как это имеет место в той же текто-
нической зоне и в более западных бассейнах р. р. Терека и Ардона.
Следующая, более низкая терраса имеет по Ассе высоту над ее таль-
вегом до 180—270 м. Эти две террасы, которые В. П. Ренгартен отно-
сил к юнгу и минделю, мы относим обе к бакинскому веку, считая
их аналогами верхних двух террас Сулака, увязанных с бакинскими
террасами Каспийского побережья. В бассейне р. Ассы, как и по Сула-
ку, высота террас в предгорьях резко снижается.

В бассейне Терека, по В. П. Ренгартену (255), также имеются
высокие террасы, наблюдавшиеся и описанные частично и другими ис-
следователями. Верхняя из них при выходе на равнину имеет относи-
тельную высоту до 130 м над тальвегом. Выше по течению, близ устья
р. Арм-хи, имеется терраса, высотой до 280 м над рекой. Она сложена
галечниками с большим количеством вулканических пеплов. Эта же, по-
видимому, терраса прослеживается и выше по течению, кроме Дарьяла,
где ее нет и где вместо нее имеется древнее днище, расположенное на
высоте до 1000 м над уровнем Терека в нижней части Дарьяла (Л. А.
Варданянц, 58).

На южном склоне хребта в долине Арагвы, вдоль Военно-Грузин-
ской дороги, также можно видеть остатки древней террасы, расположен-
ные на относительной высоте порядка 300—350 м, местами до 500 м.
Поверхность этой террасы приводит к уровню Базалетского плато, сло-
женного мощной толщей аллювиальных отложений, заполнивших в ба-
кинском веке протиб, образовавшийся во время предбакинской орог-
нической фазы.

В. П. Ренгартен (255) относил этот денудационный уровень на южном склоне к минделю, а на северном к рессу. Мы полагаем, что этот уровень на обоих склонах хребта, вполне отвечающий верхним террасам Сулака и Ассы, должен быть отнесен к бакинскому веку. Вместе с тем здесь нет второго денудационного уровня, который мог бы отвечать более низкой бакинской террасе Сулака и побережья. На южном склоне это можно объяснить тем, что в пределах Базалетского плато он погребен под более молодыми аллювиальными отложениями и плохо выражен в узком ущелье Арагвы, где она прорезает коренные породы. На северном же склоне явление это не имеет пока удовлетворительного объяснения. Некоторая попытка истолковать это отклонение будет сделана ниже, при рассмотрении бассейна р. Ардон.

В бассейне р. р. Ардон, Фиагдон, Гизельдон, Геналдон и Урух (Ираф) прекрасно прослеживается древнее днище, имеющее относительную высоту над реками в предгорьях около 50—100 м, а в горной части до 350—500 м (Л. А. Варданыц, 36, 38, 42, 53). Повсюду это днище (древняя терраса) покрыто галечником, иногда переходящим в мелкий валунизм. В пределах Бассарского ущелья это днище в связи с последующими движениями поднято горстобразно и лежит сейчас на высоте до 1000 м над рекой. По отношению к средним отметкам, водоразделов, это днище врезано на 1000—1400 м. В прошлом А. Л. Рейнгарт (222, 232) и Л. А. Варданыц (36, 42) относили эту поверхность к рессу, но сейчас мы относим ее к бакинскому веку, учитывая чрезвычайное сходство геоморфологических условий образования аналогичных поверхностей денудации на всем протяжении от Ардона до Сулака.

По Ардону и Уруху, как и по Тереку, нет второго днища, которое можно было бы отнести к бакинскому веку, и вместе с тем имеются очень неясные остатки каких-то днищ на более значительных высотах, до 800 м и более над рекой. Единственное объяснение, которое можно предложить, сводится к предположению, что описанное выше днище, высотой в горной части до 350—500 м, отвечает концу бакинского века, т. е. его аналогом в бассейне Сулака являются террасы с относительной высотой в среднем в течении рек в 170 м, а в верховьях до 300—350 м. Основанием для этого может служить допущение, что в Осетии, где поднятие Кавказского хребта в послебакинское время было более значительным, врезание ущелий также было более глубоким, особенно в осевой зоне хребта, испытавшей горстовое поднятие.

На северном склоне Кавказского хребта, к западу от р. Урух, ле-

живт большая область, по которой мы не имеем почти никаких материалов. Это—бассейн р. р. Черекон. Еще западнее, в бассейне р. Баксан, по В. П. Рейнгартену, имеется древняя терраса. Покрывающие ее галечники прослеживаются на большом протяжении на относительных высотах в предгорьях около 190, а в горной части до 300 м, т. е. эта терраса вполне соответствует аналогичным террасам Ардона и Терека. В. П. Рейнгартен относит эту террасу Баксана к мицелю; мы считаем возможным приписать ей бакинский возраст с той оговоркой, которая была сделана для такой же террасы Ардона.

Аналогичные древние галечники В. П. Рейнгартен описывает также и по Чегему, где в горной части их относительная высота достигает 346—420 м. Близ выхода Баксана на равнину эта терраса прилегает к обрыву, сложенному вулканогенными отложениями, отнесенными нами к ашшерону, и представляет вместе с тем следующий, после ашшеронского, более молодой денудационный уровень.

Чтобы закончить описание более восточных частей Кавказского хребта, обратимся к Кусарской равнине, в западной части которой имеется высокая терраса, протягивающаяся в горную область, где она возвышается над дном современной долины на 500—600 м и представляет, вместе с тем, следующий, после ашшерона, денудационный уровень (А. Л. Рейнгарт, 234, 299; Л. А. Варданиц, 42). Вниз по течению высота террасы резко снижается. А. Л. Рейнгарт относил эту террасу к мицелю, мы относим ее к бакинскому веку, полагая, что она знаменует конечный момент врезания долины за бакинское время.

К западу от меридиана Эльбруса речные террасы изучены достаточно только на Кубани (Г. Ф. Мирчинк, 184; А. Л. Рейнгарт, 229, 239, 297; Л. А. Варданиц, 42). Здесь, к северу от города Клухори (Микоян-Шахар), наиболее древние террасы имеют относительную высоту над тальвегом около 100—120 и 175 м. Из них более высокую можно рассматривать как первый, более молодой денудационный уровень после формирования водораздельных плато, покрытых галечниками, которые мы отнесли выше к ашшерону. Поэтому данную террасу с полным правом можно относить к бакинскому веку.

В высокогорной области терраса эта имеет значительно большую высоту, достигающую, примерно, 350 м, что совпадает с высотой того же возраста террас Ардона и Терека. Мы допускаем возможность отнесения к бакинскому веку и следующей, более низкой террасы. На направлении к северу высота террас снижается, и около Гулькеинчей покры-

вающие их террасовые отложения скрываются под более молодыми образованиями.

В промежутке от Кавказской до Краснодара правый склон долины Кубани сложен, как будет указано ниже, хазарскими суглинками, песчанистыми, по видимому, конгломератом. Учитывая общую высоту хазарских суглинков, достигающую здесь 50 м (Н. А. Православцев, 212), мы должны искать подшиву их местами на современном уровне р. Кубани или очень близко к нему. Тем самым определяется в этом районе верхняя поверхность более древних (бакинских) отложений, представленных в верховьях рек галечниками, покрывающими террасы, а под Краснодаром, по видимому, болотными (озерно-дельтовыми) отложениями типа современных отложений Кубанских плавней. Ближе к Кавказской под суглинками лежат песчано-глинистые отложения и косослоистые пески. Таким образом, мы получаем здесь, во всей линии от истоков реки до ее низовьев, достаточно хорошую увязку известных фактов.

В районе Пятигорска и к юго-востоку от него, на Бакинско-Малкинской равнине, ясно прослеживается продолжение террас горной части долины. Здесь широко развита высокая терраса «Армянских» высот, имеющая высоту над Подкумком до 175—200 м и покрытая галечниками. Таковые, по А. Л. Рейнгарду (297), составляют продолжение нижнего горизонта покровных галечников. Они протягиваются к востоку и юго-востоку до Георгиевска и Незлобной, где погружаются под более молодые отложения (А. П. Герасимов, 75, 77; А. Л. Рейнгард, 240, 299; Н. И. Николаев, 194). Эта терраса является продолжением водораздельного плато района Баталпаинска, возвышающегося над уровнем Кубани на 200 м и более. По нашим предположениям, подкрепленным фауной позвоночных, найденной в районе Пятигорска (С. И. Громов, 93), терраса «Армянских» высот должна быть отнесена к верхнему ашерову, как наиболее поздний денудационный уровень верхнеашеронского (глини-мидельского) цикла.

Вторая сверху терраса (точнее, это—серия террас, сближенных друг с другом) района Пятигорска, называемая Горячеводской, имеет, по Н. И. Николаеву (194), высоту около 100—110 м (А. П. Герасимов и А. Л. Рейнгард ее не выделяют) и должна соответствовать террасе Баталпаинска высотой в 175 м, и мы относим ее к бакинскому веку. Н. И. Николаев относит ее к миделю, т. е. по нашей схеме, также к баку. Таким образом, здесь бакинскому веку принадлежит серия террас, объединяемых под названием Горячеводской. К западу, там, где галеч-

ники этой террасы погружены под более молодые отложения, их продолжением должны быть песчано-глинистые отложения, подстилающие в Моздокской степи нижнетеречный (хазарский) галечный горизонт.

Для других частей западного Кавказа материалы слишком скудны и мало систематизированы, поэтому почти невозможно дать общую картину расположения денудационных уровней. Так, по р. Белой А. И. Москвитин (192) описал серию террас, но среди них трудно найти аналогов тех древних долин, которые столь прекрасно прослеживаются в высокогорной зоне более восточных частей Кавказского хребта на относительной высоте 300—500 м.

Наиболее высокая из террас А. И. Москвитина, которую он относит к гююцу, т. е. по принятой нами схеме к аншерону, имеет высоту над уровнем реки около Каменноостской до 166 м. Ст. Каменноостская расположена, примерно, в той же тектонической зоне, как и Баталпашинск и Клаухори, поэтому аналогом этой, наиболее высокой террасы долины р. Белой могла бы быть та терраса Кубани, которая имеет высоту над рекой до 175 м и была отнесена нами (см. выше) к бакинскому веку, т. е. к минделю или, точнее, к миндель-риссу. Это сопоставление дает право сделать вывод, правда не вполне доказанный, что на р. Белой, в ее долине, нет террас гююцкого возраста, ибо к гююцу нужно было бы относить водораздельные плато, как и по Кубани.

На южном склоне Кавказского хребта для бассейнов р. р. Мзымты, Колора и Ингура имеются лишь отрывочные материалы. По Мзымте А. Л. Рейнгардом (225) отмечены несколько древних днщ, одно из которых в верховьях реки лежит на 550—700 м над дном долины и приводит к высоте перевала Псеанха. Это днще, соответствующее «торному ландшафту, вступившему в позднюю стадию зрелого возраста, с широкими долинами и пологими склонами гор, с вершинами, мало поднимающимися над дном долины (500—800 м)», мы отнесли выше к аншерону. А. Л. Рейнгард увязывает его с морской террасой, имеющей высоту около 100 м.

Второе, более молодое днще, имеющее относительную высоту над дном долины 200 до 400 м (с увеличением высоты вверх по течению реки), мы могли бы отнести к бакинскому веку. На побережье этот денудационный уровень должен был бы увязываться с чзудинской или с древнеевксинской террасой, из которых вторая имеет здесь высоту около 50—60 м. Материалы В. Н. Петропавловского (206) и А. И. Москвитина (193) не дают возможности решить этот вопрос.

Для бассейна р. Кодор, по материалам А. Л. Рейнгарда (228, 229), намечаются два древних днища, нижнее из которых, имеющее в предгорьях высоту около 160 м близ Багадского плато и до 400 м между Сесеком и Чхалтой, как будто бы соединяется со второй террасой побережья, более же древнее днище А. Л. Рейнгард увязывает с третьей террасой побережья. По материалам Е. В. Шандера (276), пятая терраса побережья, высотой около 80—90 м, выпячивается в горы и у Цебельды имеет высоту уже до 225—250 м. Новидному, эта терраса соответствует нижнему днищу, описанному А. Л. Рейнгардом. На этой террасе в верхах слагающих ее террасовых отложений заключены ашельские или шельские (?) кремни, что может указывать на ее минимальный возраст (Е. В. Шандер).

Кроме этих террас, А. Л. Рейнгард отмечает еще более древнюю денудационную поверхность, лежащую близ побережья на высоте до 500—600 м над уровнем моря. Е. В. Шандер отмечает как эту, так и другую, более низкую поверхность, лежащую на 140—200 м над уровнем моря и выраженную не очень ясно. Более древнюю из них он относит уже к неогену. В материалах А. Л. Рейнгарда и Е. В. Шандера совпадающим и вместе с тем достоверным является наличие трех, высоко расположенных денудационных уровней, из которых наиболее древний относится, скорее всего, уже к эоцену, а наиболее молодой уровень представлен террасой, имеющей высоту до 150—170 м в предгорьях и до 250—400 м в горной зоне.

Что касается сопоставления этих уровней с морскими террасами, то в этом многое еще неясно. Главное затруднение в том, что мы не знаем с достоверностью, как ведут себя террасы на линиях молодых сбросовых нарушений, а на Кодоре, кроме того, не установлено с точностью, которая из террас имеет действительно карангатский возраст. Если в районе Сочи карангатская терраса имеет высоту 15—30 м, то в районе Сухума ей по высоте могут отвечать две террасы, вторая и третья, по Е. В. Шандеру, имеющие высоту 12—15 и 33—35 м. Е. В. Шандер относит к карангатской эпохе вторую террасу, нам же представляется более вероятным, что этот возраст имеет третья терраса. Такое решение подтверждается также новыми материалами А. Г. Эберзина и П. И. Ивченко (285), которые дают для карангатской береговой линии и террасы Сочи высоту около 30—35 м.

Все эти сопоставления террас в бассейнах Мзымты и Кодора мало надежны, и вполне достоверным является здесь лишь существование

древних днщ и денудационных поверхностей, из которых наиболее древняя поверхность расположена на многие сотни метров над современными тальвегами, а следующая за ней, по возрасту более молодая, на 200—400 м. Региональное развитие этой, более молодой поверхности, с относительной высотой в 350—400 м, отмечают для горной части Абхазии и прилегающей части Сванетии также С. С. Кузнецов, С. Е. Максимов и Г. Д. Харатишвили (159). При этом здесь, подобно Каспийскому побережью Кавказа, число террас слишком велико для такой стратиграфической схемы, которая содержит в бакинском веке только одну террасу.

На южном склоне Кавказского хребта, в бассейне р. Рион, общая картина в общем та же, что и в более восточных частях хребта. Здесь также прослеживается древняя террасовая поверхность, возвышающаяся над тальвегами примерно на 300 м (Л. А. Варданянц, 42). При этом и здесь, в связи с более молодыми движениями, эта поверхность дислоцирована и имеет разную относительную высоту на разных участках долины. Вдоль по течению высота этой террасы снижается, и к югу от сел. Жонети самая высокая терраса, являющаяся, повидимому, продолжением того же высокого денудационного уровня, имеет высоту в пределах 100—150 м, в среднем же течении р. Рион она имеет высоту до 200—300 м (Л. А. Варданянц, 42).

В нижнем течении р. Ингури, по Б. Ф. Мефферту (180), наиболее древняя терраса имеет высоту около 120 м, что вполне соответствует верхней террасе района Жонети на Рионе. Как ведет себя эта терраса выше по течению р. Ингури, мы пока не знаем, но можно предполагать, что там ее относительная высота должна быть порядка 300—400 м, в соответствии с намечающимися остатками древних денудационных уровней в верховьях этой реки и смежных с нею, отмечаемых А. Л. Рейнгардом (228, 229).

Совершенно аналогичная картина описана Л. Н. Прасоловым и Н. Н. Соколовым (214) в бассейне р. р. Лыхвы. Баса и в истоках р. Рион. Здесь повсюду в горной области прослеживается древнее днще, которое возвышается над тальвегами на 300—500 м и увязывается на севере с такой же денудационной поверхностью верховий долины р. Ардон (Л. А. Варданянц, 36, 42), на востоке — с поверхностью Базалетского плато и высокой террасы р. Арагвы (Е. Н. Рейнгартен, 255), а на западе — с высокими террасами среднего течения р. Рион (Л. А. Варданянц, 42; Н. Г. Бузнецов, 151). Очень характерно то, что в бас-

сейне р. р. Дзяхвы и Ксана высота днаща над совершными тальвегами увеличивается и достигает 500 м там, где реки текут в теснинах, т. е. где нужно предполагать существование молодых поднятий. В этом отношении мы имеем полную аналогию с северным склоном Кавказского хребта, где в теснинах Дарьяла и Кассары древнее днаще поднято ступенчато на сотни метров.

Для более восточной части южного склона Кавказского хребта мы не располагаем надежными материалами для суждений о положении денудационных поверхностей и террас бакинского возраста. Лишь на крайнем востоке, в Кабристане, имеются основания для предположения, что бакинского возраста денудационная поверхность представляла довольно широкую предгорную равнину (В. В. Бейер, 64).

Зв. ЗАКАВКАЗЬЕ

В области Закавказья рассмотрим сначала район Тбилиси. Здесь, по материалам А. Л. Рейнгарда (251), широко развита Махатская терраса, поверхность которой составляет, повидимому, одно целое с поверхностью Базалетского плато. Эта терраса, местами вполне заслуживающая названия плато, возвышается над Курой на 230—240 м и до 290 м, а поверхность ее в большей части покрыта галечниками.

Аналогичную террасу, высотой около 230—250 м, А. Л. Рейнгард отмечает в районе Гори, а в Ахурской котловине он описал террасу, вызой до 180—200 м. По А. Л. Рейнгарду, эта терраса IVa, и он относит ее к гюльцу и минделю. К югу от Тбилиси, между р. р. Храми и Курой, в связи с более молодым прогибанием, высота этой террасы значительно меньше и не превышает, повидимому, 150 м.

К бакинскому возрасту нужно отнести здесь и другую террасу, четвертую, по счету А. Л. Рейнгарда, возвышающуюся над тальвегами на 170—180 м. Иного решения принять нельзя; так как в этом районе, примыкавшем почти непосредственно к Куриному заливу бакинского моря, террасы должны отражать все крупные колебания его уровня, а число таковых повсюду не менее двух-трех, кроме Апшеронского полуострова, где их еще больше. Поэтому не исключена возможность, что и третья терраса, имеющая, по А. Л. Рейнгарду, высоту 130—140—150 м, относится к бакинскому же веку. В пользу такого решения говорит также и то, что эти три террасы, по их высоте, близки друг к другу.

К востоку от района Тбилиси, в области Кахетинского хребта, к бакинскому веку нужно отнести, повидимому, равнины Ширакских и смежных с ними степей, составлявшие в свое время предгорную равнину. В настоящее время, в связи с послебакинскими тектоническими движениями, эта равнина поднята высоко над уровнем моря и уже расчленена в большей или меньшей степени. Во многих местах эта равнина срезает дислоцированную алазанскую конгломератовую толщу, имеющую апшеронский возраст.

В бассейне р. Храби А. Л. Рейнгард (251) описал широкую террасу, врезанную на 200—400 м в более древний рельеф. Пока остается неясным, имеем ли мы здесь продолжение денудационного уровня Махатской террасы района Тбилиси, или продолжение иной террасы.

Довольно много материалов по террасам р. Куры между Дебед-чаем и Мингечаури можно найти у К. Н. Паффенгольца (205), но, к сожалению, материал этот совершенно не систематизирован и, кроме того, террасы не были прослежены непосредственно от ущелья к ущелью. Несомненным является здесь лишь то, что по всему северному и северо-восточному склону Муровдагского и Шахдагского хребтов имеется терраса, высотой около 200 м, погружающаяся к северу под более молодые отложения. То же можно сказать и о более низкой, 100-метровой террасе.

Следующая же, более низкая терраса составляет, повидимому, одно целое с Ганджинской равниной, которая представляет, как будто бы, ту террасу р. Куры, которая возвышается, примерно, на 40—50 м. По материалам М. Д. Гаврилова (цитируется по К. Н. Паффенгольцу, 205) эта терраса, т. е. Ганджинская равнина, к востоку соединяется с морской хвалынской террасой района Мингечаури, имеющей высоту 30—40 м.

Узловым районом для определения возраста террас бассейна р. Куры является г. Караджа (район Мингечаури). Здесь, по материалам В. В. Богачева (19), С. А. Ковалевского (134) и С. Н. Лукашевича (171), имеются несколько террас, верхняя из которых (высотой до 210 м) наклонная и поднимается к верхней части горы. Сложена эта терраса галечником, который при мощности до 10 м как бы трансгрессивно срезает дислоцированные бакинские отложения, которые по их фауне принадлежат, скорее всего, нижнему и среднему отделам баку, по Д. В. Голубятникову (84, 85, 86). Поэтому с полным основанием можно отнести террасу высотой в 210 м к верхнему баку.

Следующие, более низкие террасы имеют высоту 112, 60—65 и 30—40 м. Из них две нижние относятся уже к хазарскому и хвалынскому ярусам на основании найденной в них фауны. Поэтому терраса, высотой в 210 м, должна относиться еще к бакинскому веку. Тот же возраст нужно придавать также и 200-метровой террасе нижнего течения р. Тертер, установленной всего в 50—60 км южнее г. Караджа. Терраса эта сложена мощными галечниками и принадлежит также к числу наклонных (В. А. Приклонский, 216; К. Н. Паффенгольц, 205).

Таким образом, на г. Караджа мы имеем между баку и хазаром по меньшей мере две террасы, и их аналогами на северном склоне Муровдага должны быть террасы, высотой в 100 и 200 м. Вместе с тем здесь мы имеем совершенно ясную картину прогибания Куринской равнины еще и после хазара. Осевая линия этого прогиба простирается к западу в бассейн р. Храмы, где, по А. Л. Рейнгарду (251), высокие террасы испытали значительное местное прогибание.

Значительный интерес может представлять то, что к северо-западу от Севана перевалы, по их высотам, соответствуют верхним (200—250-метровым) террасам, возраст которых скорее всего бакинский. Это дает основание для вывода, что в бакинском веке часть рек южного склона Шахдагского хребта могла направляться на север, к р. Куре, но не на юг к р. Аракс.

В Армении и в южной Грузии террасы и древние денудационные поверхности изучены очень слабо и материалы по ним настолько отрывочны и не систематизированы, что нельзя сопоставлять их без риска впасть в грубую ошибку. В Армении, на данной степени изученности, можно сказать лишь то, что к бакинскому возрасту нужно относить, повидимому, верхние две террасы. К. Н. Паффенгольд (198) выделяет в Армении пять денудационных уровней. Наиболее древний из них, покрытый излияниями лав типа А, и следующий, возвышающийся над тальвегами на 250 м, является, повидимому, бакинским. Бакинским же может быть и следующий, более низкий денудационный уровень, с относительной высотой над тальвегами до 130 м. Эти террасы, третья и четвертая, по счету К. Н. Паффенгольца, сопровождаются местами мощными накоплениями галечников и покрыты потоками лав типов С и В.

Для определения возраста высоких террас Армении опорным репером могут быть г. Караджа и р. Тертер. Выше было указано, что на г. Караджа высокая терраса (210 м) имеет возраст в нижнем предле верхнебакинский, и к этому же возрасту нужно отнести и высокую тер-

расу р. Тертер, имеющую ту же высоту около 200 м. По аналогии с другими местами Кавказа, можно думать, что на обоих склонах Шахдагского и Муровдагского хребтов разновозрастные террасы имеют, примерно, одинаковую высоту; поэтому на южном склоне этого хребта можно было бы отнести к бакинскому веку террасы бассейна озера Севан, имеющие ту же приблизительно высоту, т. е. около 200 м. Точное определение возраста террас Севана имеет чрезвычайно значение для правильного понимания истории развития его бассейна в четвертичное время.

В южной Грузии, в районах Ахалцихе—Ахалкалаки, широко развита древняя поверхность выравнивания рельефа, поднятая сейчас до отметок 2000—2500 м и выше, в которую современные речные долины и ущелья врезаются на 1000—1500 м (А. Л. Рейнгард, 251). Какому моменту геологической истории отвечает эта поверхность, мы еще не знаем, но во всяком случае, она не древнее самого конца плейсцена. Не установлено также и отношение ее к денудационным уровням района Тбилиси, в частности к уровню Махатской террасы. Современная высота гор в южной Грузии равна в среднем 2000—3000 м. В бакинском веке высота была намного меньше, в связи с чем здесь не мог образоваться сколько-нибудь значительный ледяной покров.

Очень интересные данные были опубликованы в последнее время Л. И. Маруашвили (178). Именно, в Зуртакетах обнаружены остатки палеолитической культуры и кости *Equus caballus*, *Bos cf. primigenius* Woj. в обожженных аллювиально-озерных отложениях под лавовым покровом, который представляет в этом месте останец грандиозного лавового потока, залившего в бассейне р. Храми и в районе Ахалкалаки местность с совершенно почти выравненным рельефом. Мощность покрова от 10—20 до 100—130 м, а глубина врезания р. Храми до 530 м.

Возраст лавового потока не вполне ясен, и таковой составляет, весьма возможно, одно целое с аналогичным потоком, спускающимся длинным языком по долине р. Дебед. Палеолитическую культуру Л. И. Маруашвили относит к мустье, либо даже к ориньяку, т. е. соответствующая денудационная поверхность (непенеплен) должна быть не моложе мипдель-рисса. По принятой нами схеме, эта культура может соответствовать второй половине бакинского или началу хазарского века, следовательно поверхность выравнивания рельефа может датироваться серединой, либо же концом бакинского века.

Сказанным почти исчерпываются те сведения о террасах Закавказья, которые могут быть сопоставляемы. Имеются отрывочные сведения о террасах в долине р. Куры и ее левых притоков, как например, по рекам, стекающим с Кавказского хребта (Геобчай, Турианчай и др.), но эти данные не могут быть обобщаемы, так как террасы нигде не прослеживаются вдоль долин. Так, В. В. Вебер (60) отмечает по указанным левым притокам р. Куры, там, где они пересекают Аджиноурскую возвышенность, три террасы высотой в 25, 50 и 75 м, но остается неизвестным отношение самой высшей из них к тому уровню, на котором тут же рядом отлагались бакинские отложения. Между тем, это могло бы иметь решающее значение для правильного представления об истории развития рельефа в районе Аджиноурских степей.

III. МЕЗОПЛЕЙСТОЦЕН

а. ПРЕДХАЗАРСКАЯ ОРОГЕНИЧЕСКАЯ ФАЗА (Рисс)

1. Тектонические движения

На границе бакинского и хазарского века на Кавказе вновь проявились интенсивные орогенические движения (нижне- или предхазарская орогеническая фаза), в связи с которыми произошло новое общее поднятие суши в пределах Кавказского перешейка и значительное прогибание в бассейнах Черного и Каспийского морей. Последнее привело к регрессии морей и к их временному опреснению и обусловило временное значительное понижение базиса эрозии. Истинных размеров опускания уровней морей мы не знаем, так как соответствующие морские террасы и отложения лежат, повидимому, полностью ниже современного уровня морей.

Можно лишь предполагать, что уровень Каспия опустился на многие десятки метров, и что в этот геологический момент северная котловина Каспия намного увеличила свою глубину. Для Черного моря опускание его уровня было, безусловно, тоже очень значительным, и, в связи с поднятием в районе Босфора (либо же в связи с опусканием общего уровня океанов), Черное море превратилось в проточное озеро, интенсивно промывавшееся пресными водами впадающих в него рек. Этим было обусловлено его резкое опреснение и изменение состава его населения.

В Предкавказьи произошло дальнейшее опускание в Терском и Кубанском прогибах, образовались складчатые поднятия системы Терского и Суиженского хребтов, а к югу от них опускание Владикавказской равнины, новое пологое поднятие в области Ставрополя и небольшое поднятие на Маныче, обусловившее разобщение Черного и Каспийского морей во время последующей трансгрессии.

В Кавказском хребте имело место общее значительное поднятие, причем вдоль северного его склона поднятие было моноклинальным (наклонным), а в осевой части произошло горстовое поднятие, границы которого более или менее совпадают с границами аналогичного поднятия предыдущей фазы. На южном склоне Кавказского хребта продолжалось формирование ступенчатого поднятия, дополнительно прогибаются Горийская и Мухранская равнины, и происходит очень значительное опускание в зоне Алазани-Агрычая. К югу от этой зоны произошло воздымание Ширакских и Аджиноурских возвышенностей, а южнее их прогибание Куринской равнины (Куринского залива древнего Каспия).

В области Муровдагского и Шахдагского хребтов, по их северному склону, произошло, как и в предбакинскую фазу, моноклинальное (наклонное) поднятие, как часть общего здесь сводового вылучивания, а южнее, в Армении, оформились полого-сводчатые поднятия в зонах Ахмаганской и Джульфа-Мегринской. В южной Грузии произошло общее, более или менее равномерное поднятие всей области, повидимому, с местными погружениями в районе Ахалцихе и южнее Тбилиси.

Прогибание в Терско-Кумском районе вырисовывается в связи с изменением мощности хазарских отложений, максимальное значение которой наблюдается по линии, проходящей, примерно, через Кизляр к запад-северо-западу. С этим же прогибанием, распространившимся далее к западу, до предгорий севернее Нальчика, связано отложение очень мощной толщи песчано-галечных отложений вдоль долины Терека (нижнелетеречный горизонт, по М. М. Жукову, 116).

Этот горизонт представляет «крупное долинное выполнение» типа линзы, максимальная мощность которой приходится под современной долиной Терека и превышает 160 м. К северу и к югу линза выклинивается. Это является несомненным доказательством чрезвычайного усиления эрозионных процессов во время предхазарской фазы и столь же ясным подтверждением формирования прогиба, предгорного типа, по отношению к Терскому хребту. Большая мощность нижнелетеречного горизонта, подошва которого даже сейчас, после новых поднятий Кавказа,

лежит на отрицательных отметках, служит показателем очень значительного понижения уровня Каспия в этот момент, понижения, которое должно описываться, во всяком случае, многими десятками метров.

Дальнейшее прогибание в области Кубанской равнины определяется в связи с указанием А. Л. Рейнгарда (242), что по линии Тихорецкая—Расшеватка мощность хазарских суглинков в 2—4 раза больше, чем к югу и к северу. Вместе с тем здесь происходило расчленение рельефа, ибо хазарские суглинки залегают на эродированной поверхности, погребая речные долины с террасированным рельефом (А. Л. Рейнгард, 244). Долины эти, по А. Л. Рейнгарду, были образованы речками, стекавшими со Ставропольской возвышенности к северо-западу. Кубань, по его представлениям, протекала в это время южнее ее современной долины, что, как увидим ниже, не вполне соответствует некоторым фактам.

Дополнительное воздымание Ставропольской возвышенности подтверждается наличием новых, более молодых долин, врезанных в днища долин, отнесенных нами выше к бакинскому веку. Амплитуду этого воздымания Ставрополя можно оценивать в пределах около 150 м, исходя из разности относительных высот бакинских и хазарской террас.

В пределах Кавказского хребта наиболее крупным элементом предхазарских тектонических движений и нарушений нужно считать горстовое поднятие вдоль его осевой линии, по общему его плану более или менее совпадавшее с таким же поднятием в предбакинское время. Доказательством такого поднятия в предхазарское время служит дислоцированность днищ бакинского возраста в Дарьяле, Кассаре и др. местах, где в зоне Бокового хребта это бакинское днище на узком участке приподнято горстообразно на 300—500 м над соседними к югу и к северу его участками (Л. А. Варданянц, 36, 38, 42; В. П. Ренгартен, 252; А. Л. Рейнгард, 229, 239, 299).

Если учитывать положение бакинских днищ также к северу и к югу от горстового поднятия, то общий характер дислокаций для Кавказского хребта в целом представится в виде коробчато-сводового поднятия, с более крутым наклоном по периферии поднятия, вдоль зоны предгорий. Амплитуда этого сводового поднятия должна определяться не менее, чем в 200—300 м в осевой части хребта. Северный склон хребта испытал, как и в предбакинскую фазу, монотональное (наклонное) поднятие, с амплитудой по его южному краю до 150—200 м.

Значительность движений в области Терского и Сунженского хреб-

тов подтверждается тем, что здесь бакинского возраста континентальные отложения были почти полностью смыты, в связи с чем хазарские суглинки лежат уже на коренных породах плёочена (М. М. Жуков, 116). К бакинскому ярусу можно относить здесь лишь песчано-глинистые отложения небольшой мощности, сохранившиеся кое-где от размыва между аншеронскими отложениями и хазарскими суглинками в восточной части Терского хребта (И. О. Брод, 33; Н. Д. Ели, 111).

К югу от западной части Кавказского хребта в предкавказскую фазу происходило ступенчатое поднятие моноклиналичного типа, подтверждающееся признаками ступенчатой дислоцированности древних линий.

Таким образом, общий рельеф Кавказского хребта сохраняет ту же асимметричность, которая характеризовала его еще в предбакинское время.

В бассейне р. Рион и смежных с ним рек широкая полесья южного склона хребта при общем ее моноклиналично-ступенчатом поднятии испытала в зоне горстового поднятия предбакинской фазы, между Кутаиси и Опи, местное полого-сводчатое выпучивание, с простираанием с запад-северо-запада к восток-юго-востоку. В пределах этого сводчатого выпучивания, унаследованного от предбакинской фазы, бакинские террасы имеют более значительную относительную высоту и, вместе с тем, ширина речных долин резко сужается.

Прогибание Горийской и Мухранской равнин, опять же унаследованное от предбакинской фазы движений, подтверждается большой мощностью аллювиальных отложений, синхронизируемых с хазаром, между тем как восточнее, к северо-востоку и к востоку от Тбилиси, мощность их значительно меньше. Прогибание южнее Тбилиси, в районе слияния р. р. Куры и Храми, подтверждается изменением относительных высот террас и может оцениваться по материалам А. Л. Рейнгарда (251), в пределах 100—120 м, при общем прогибании здесь до 140 м, из которых до 30—40 м нужно относить на послехазарское время.

Значительное опускание в зоне Алазань—Агрычайской депрессии и вместе с тем воздымание возвышенной гряды Шираки-Аджинеур подтверждается дислоцированностью бакинских отложений к югу от этой возвышенности и по ее южной периферии (В. В. Богачев, 19; В. В. Вебер, 60; И. М. Губкин, 97; и др.), а также тем, что денудационная поверхность бакинского возраста, которая нивелирует эту возвышенность и сохранилась до сих пор, лежит гипсометрически значительно выше дна Алазанской депрессии.

Последнее особенно резко проявляется в области Кахетинского хребта, где бакинская денудационная поверхность (Махатская терраса) возвышается над дном Алазанской долины на сотни метров. Если бы не было новых дислокаций, то Алазанская депрессия, подобно Горийской, Мухранской и Базалетской, должна была бы заполниться аллювиальными отложениями еще в бакинском веке, и здесь мы имели бы подобие Базалетского плато.

Кроме того, в Больших Шираках бакинские (морские?) отложения обнаружены И. А. Кудрявцевым (148) и Н. Б. Вассовичем (устное сообщение) на отметках, значительно превышающих отметки дна Алазанской долины. Следовательно, в бакинском веке долина эта, в современном ее виде, еще не существовала. Если основываться на материалах В. В. Вебера (60), то в бакинском веке береговая линия моря проходила по средней линии Аджиноурской возвышенности, а северная ее часть была занята предгорьями древнего Кавказского хребта.

В Курином заливе во время претхазарской фазы значительное прогибание произошло вдоль южного его края, а вдоль северного—бакинские морские отложения были собраны в складки в зоне Караджа—Карамарьян, где углы падения слоев достигают $20-35^{\circ}$ (В. В. Богачев, 19; С. И. Лукашевич, 171; С. А. Ковалевский, 134). Южнее этой линии складок имеются и другие складки, более мелкие (Дуз-даг, Гелак-бес), также с дислоцированными бакинскими отложениями.

Здесь происходило как бы перегораживание залива этими складками и его подпруживание, более же западная часть залива испытала общее синклинальное погружение с довольно значительной амплитудой, так как севернее Кировабада мощность аллювиальных отложений, в том числе, вероятно, и бакинских, превышает 154 м (К. П. Паффенгольц, 205). В связи с этими дислокациями галечники бакинских террас (т. е. поверхности террас) также нарушены и, будучи на северному склону Муровдагского хребта южным крылом синклинального прогиба Курина-ского залива, они уходят под более молодые отложения и дают обычную для Кавказа картину «ножниц». Следствием этого должно быть значительное возрастание относительных высот древних террас вверх по течению рек в области северного склона Шахдагского и Муровдагского хребтов.

Для более южной части Кавказа, к югу от р. р. Риона и Буры, картина претхазарских движений не может быть нарисована с такой же детальностью. Более или менее несомненным является здесь моно-

клинальное (наклонное) поднятие северного склона Шахдагского и Муровдагского хребтов и общее поднятие остальной области, с отдельными местными спусканиями и прогибами, как например, в среднем течении р. Аракс и в его низовьях. Амплитуда общего поднятия могла достигать немногих сотен метров, и характерной его особенностью служат пологие брахантиклинального типа выпучивания, развивавшиеся по тому же плану, как и в предбакинскую фазу движений. Местами такие антиклинальные выпучивания осложнялись сбросовыми нарушениями, с амплитудой смещения, возможно, до сотен метров.

Наконец, в районе Апшеронского полуострова и к югу от него в предхазарскую фазу произошло оформление складок, частью петельчатых, частью линейно-цепочных, с которыми в ряде случаев связаны грязевые вулканы. В этих складках бакинские отложения подверглись значительным дислокациям как пликативным, так и дизъюнктивным, особенно в придельтовом районе р. Куры.

Общий характер изменений, происшедших в Каспийском бассейне в связи с предхазарскими движениями, был указан уже выше. Изменения эти сводятся к тому, что уровень моря резко понизился, и море несколько опреснилось, как следствие заполнения котловины речной водой. Береговая линия бакинского моря при этом поднялась своеобразно на участке от Махачкала до низовьев р. Куры, с амплитудой поднятия до 300 м. Наклонное поднятие северного склона Кавказского хребта должно было иметь своим следствием такое же погружение в области моря и в силу этого дальнейший рост прогибов, особенно в северной части моря.

Для Черного моря мы располагаем значительно большим количеством данных. Уровень его в предхазарскую фазу движений (хазар мы сопоставляем с новоевксинской эпохой) понизился настолько, что «в пределах Одесско-Евпаторийского залива... в эпоху образования главной части новоевксинских глин и ракушечников других участков дна, эта область представляла болотистую сушу, по которой пролагали себе русла Днепр, Буг, Дунай и другие реки. В конце новоевксинского времени эта суша опустилась и была затоплена морем» (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16).

Это дает право признать, что в данной части моря опускание его уровня было не менее 42 м, причем это был уровень, достигнутый морем в фазу его наибольшего опреснения, т. е. тогда, когда из котловины, заполнившейся речными водами (а также может быть и за счет стока

из Каспия), возобновился сток воды в Средиземное море через Босфорский пролив, а вместе с тем возобновился, возможно, и обратный приток соленой воды.

Поэтому нужно допускать, что первоначальное понижение уровня Черного моря значительно превышало 42 м, указываемые А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым. Нам представляется, что только этим можно объяснить чрезвычайно резкую смену гидрологического режима моря, имеющую смысл быстрого и полного обновления большой толщи поверхностного слоя его воды. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов приводят указания некоторых исследователей, допускающих, что понижение уровня Черного моря в этот момент могло достигать даже 200 м.

Приведем еще несколько высказываний А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (16) по вопросу о причинах опреснения и осолонения в новоевксинском бассейне. «Рассматривая возможные причины опреснения бассейна в начале новоевксинской эпохи, мы пришли к заключению, что явление это могло зависеть от прекращения нижнего босфорского течения и что последнее могло замереть или под влиянием резкого увеличения притока пресных вод с суши, или же вследствие значительного поднятия дна в области Дарданельского и Босфорского проливов, которое перед этим, несомненно, имело место»... «Вполне естественно думать, что обратный процесс осолонения явился следствием возобновления нижних течений в проливах, а это могло произойти под влиянием или уменьшения притока пресных вод, или углубления проливов вследствие опускания их дна. В предыдущем мы видели, что в конце новоевксинского времени произошли значительные опускания дна бассейна (правильнее было бы сказать, опускание прибрежных участков Л. В.), вызвавшее затопление болотистой суши в северо-западном углу моря и образование лиманов. При наличии этого факта едва ли можно сомневаться, что осолонение явилось следствием именно этих опусканий. Если признать этот вывод правильным, то естественно будет и опреснение новоевксинского времени связывать также только с поднятиями дна, а не с климатическими изменениями» (стр. 192). «Что касается нижних частей континентальной ступени, то на них были найдены мелководные отложения только карапатского, древнеевксинского или чаудинского, киммерийского и, вероятно, понтийского времени. Таким образом, можно утверждать, что эти части современного дна находились на малой глубине только в конце плиоценового и в начале четвертичного времени, а в начале новоевксинской эпохи опусти-

лись уже на большую глубину... Таким образом, с полной отчетливостью вырисовываются две эпохи образования сбросов в области континентального уступа—доновоевксинская и посленовоевксинская... им предшествовали еще и другие, более ранние» (стр. 46). «Из сказанного вытекает также без дальнейших пояснений, что пещица, занятая глубокой центральной впадиной, не оставалась неизменной, но с каждым периодом сбросовых опусканий постепенно расширялась» (стр. 46).

В области Кавказского побережья Черного моря движения на границе карапатской и новоевксинской эпох приводит к дифференциальному поднятию древней береговой линии, выразившемуся в том, что карапатские отложения береговой зоны мы находим сейчас на отметках до 25—30 м, а предполагаются они и на отметках до 40—50 м. Вдоль восточного побережья Азовского моря карапатская береговая линия сейчас лежит, повидимому, ниже современного уровня моря. Это же намечается как будто бы и для Колхидской низменности.

Таким образом, движения перед новоевксинской эпохой привели к общему поднятию Кавказского хребта, к северу от которого происходят дальнейшие опускания в областях Кубано-Азовской и Терско-Каспийской, в достаточной мере оформившиеся, во всяком случае наметившиеся, еще в конце апшерона. Аналогичные прогибы развивались, но повидимому, с меньшим амплитудами, и в областях Колхидской и Куринской низменностей.

2. Вулканизм

В предхазарскую фазу мы имеем новую волну пробуждения вулканической деятельности, но она была, повидимому, значительно слабее предбакинской. Здесь сказывается общее затухание вулканического процесса, начиная с апшеронского времени.

В Кавказском хребте к предхазарской фазе можно отнести извержения, по преимуществу, андезитовых лав в районе Казбека, изливавшихся на бакинскую денудационную поверхность. Остаток одного из таких покровов сохранился к западу от Дарьяла на плоском водоразделе Девдорацкого и Чачского ущелий, на высоте около 1600 м над р. Терек (Л. А. Варданянц, 36, 48; В. П. Репгарген, 255). С этими излияниями лав начала хазара на денудационную поверхность конца бакинского века связаны также и вулканические пенлы на террасе Терска в районе севернее Дарьяла, имеющей высоту до 280 м.

В эту же эпоху происходили извержения лав, по составу андезитовых или андезито-дацитовых, также и на Эльбурсе, но там труднее определить их современное положение. Во всяком случае, вместо почти сплошной цепи вулканов, действовавших в Центральном Кавказе в верхнем апшероне на протяжении от Эльбруса до Казбека, мы имеем в предхазарскую фазу, повидимому, только два центра—Казбек и Эльбрус.

На Кубани к этой фазе вулканической деятельности могут быть отнесены вулканические пеплы, залегающие в основании хазарской толщи суглинков в районе ст. Темляжбекской (И. А. Православлев и О. М. Аншелес, 211; А. Л. Рейнгард, 244). В. П. Генгартен (252) отмечает громадное количество вулканических пеплов в прослоях лессовидных глин в низовьях р. Ассы на террасе, имеющей, повидимому, хазарский возраст, ибо она как будто бы увязывается с террасой Ассы, имеющей в горной области высоту до 120—170 м.

В Закавказьи проявления вулканизма в предхазарскую фазу также были слабее, чем во время предбакинской и, тем более, во время верхнего плиоцена. Концентрировались они в пределах довольно широкой полосы, протягивавшейся от района западнее Ахалцихе к юго-востоку через Алагез и Ахмаганское нагорье. Основываясь на довольно скудном (с точки зрения геоморфологии) материале, изложенном, главным образом, в работах К. П. Паффенгольца (198, 200, 203, 204) и Б. Ф. Мефферта (181, 182), можно сделать очень предположительный вывод, что к этому моменту нужно относить, повидимому, только лавы типа Д, залегающие на второй террасе, а может быть (?) лавы типа С, лежащие на третьей террасе. Последние, как уже указывалось выше, с некоторой долей вероятности можно относить и к более поздней части бакинского века. К предхазарской фазе нужно относить также некоторые лавовые потоки побочных вулканических конусов Алагеза. По составу, предхазарские лавы Закавказья близки к андезитам и базальтам.

Недостаточная изученность речных террас Закавказья, соотношение которых со стратиграфией Каспийского моря остается не установленным, лишает возможности определить с нужной уверенностью также и возраст вулканических излияний. Основываться при этом только на чисто петрографическом признаке было бы рискованным, и такой метод мог бы привести к грубым ошибкам, ибо нет никакой уверенности в том, что тот или иной тип лав, из числа выделенных К. П. Паффенгольцем, не проявлялся дважды или трижды в разные эпохи, но с разной интенсив-

ностью. Поэтому на прилагаемой схематической карте мы сочли целесообразным показать лишь общую полосу, в пределах которой имели место излияния лав, и только для некоторых пунктов, особенно, где излияния были неоднократными, показаны также и отдельные вулканы или их группы.

3. Оледенение

Предхазарская орогеническая фаза сопровождалась волной похолодания, вызвавшей новое оледенение Кавказа, которое, по нашей схеме, соответствует рисскому оледенению Альпийской области. Следы этого оледенения сохранились на Кавказе лишь в немногом числе мест и поэтому трудно восстановить полную и точную его картину. С уверенностью можно отметить лишь то, что по размерам оно было несколько большее последнего и вместе с тем оно прѣвосходило предшествовавшее оледенение, связанное с предбакинской фазой.

По последним сводкам А. Л. Рейнгарда (297 и др.), на северном склоне Кавказского хребта этому оледенению принадлежат следующие конечные морены, определяющие максимальное развитие ледников этой фазы: в долине Кубани около Хумары на высоте до 800 м; в долине р. Малки близ сел. Верхний Хабаз на отметке около 1000 м; по р. Черему выше Капкатау, на высоте около 750 м (мореноподобное скопление валунов гранита); по р. Ардону—вероятнее всего между сел. Унал и Биз на отметке около 900 м (ниже этого места в известняковом ущельи имеются, по наблюдениям Л. А. Ваданянца, мощные террасовые галечные накопления, прилепленные к скалистому склону и знаменующие, повидимому, остатки террас, отсутствующих выше по долине); по р. Гизельдон, у выхода ее на равнину в районе сел. Нов. Саниба на отметке, близкой к 700 м.

По р. Тереку ясных следов конечных морен рисского оледенения пока не установлено, но можно считать флювиогляциальными отложениями скопление большого количества валунов близ Дзауджикау (Владикавказ), где В. П. Ренгартен (255) усматривает конец рисского ледника. По нашему мнению, конец рисского ледника Терека пужно было бы искать в самом ущельи, близ устья р. Армхи, где имеются мощные накопления флювиогляциальных отложений, покрывающих террасу высотой около 164 м, которую В. П. Ренгартен описал как вюрмскую. Это—«мощная терраса, имеющая характер переходного конуса с укло-

ном до 0,028» (255, стр. 39); высота ее к северу быстро снижается и уже около сел. Балта составляет только 47 м. Конец ледника мог бы находиться здесь на отметке около 1100 м. К вьюму эта терраса не может быть отнесена по той причине, что ее высота совершенно не увязывается с высотой вюрмских террас других ущелий Центрального Кавказа, где такие террасы нигде не поднимаются выше 40—60 м над дном долин. То, что при таком решении рисский ледник Терека оканчивался на значительно большей высоте, чем соседний с ним Гизельдонский, может, на первый взгляд казаться парадоксальным, но это можно объяснить, во-первых, большей разветвленностью долины Терека, и во-вторых, большей ее длиной.

В долине р. Ассы В. П. Ренгартен (252) намечает конец рисского ледника между сел. Пуй и устьем р. Нельх, на высоте около 1100—1200 м, где на соответствующей террасе мощность галечников превышает 40 м. Для бассейна р. Сулак мы пока не можем решить, где оканчивался рисский ледник. Косвенным указанием на это может служить очень большая мощность галечников на рисской (хазарской) террасе в районе Гергебиля (Д. В. Дробышев, 107; Л. А. Вардапянц, 42), в связи с чем можно предполагать, что ледник оканчивался сравнительно недалеко к югу, возможно, где-либо на широте Гуниба, на отметках 950—1050 м. В группе Шахдага, в бассейне р. Шахынабада, окончание рисского ледника намечается на отметках около 1200—1300 м, где на высоких террасах лежат наиболее древние морены (А. Л. Рейнгард, 234).

Для южного склона Кавказского хребта материалов по рисским ледникам очень мало. По Риону, в окрестностях Опи, Л. А. Вардапянц (42) наблюдал моренные накопления, связанные, как будто бы, с высокой (рисской) террасой (см. также Рейнгард, 251). По Кодору А. Л. Рейнгард (228, 229) описал такого же типа накопления около Цебельды, на отметках 300—400 м, но здесь нет достаточно полных и точных геоморфологических наблюдений, которые увязывали бы эти моренноподобные накопления с террасами, а кроме того, и сами террасы не имеют точно определенного возраста. Здесь обращает внимание также и парадоксально низкая отметка конца ледника, тем более для южного склона, и напрашивается предположение, что это ложная морена (подобно миндельским «моренам» Кабардинского и Терского хребтов). Наконец, на Мзымте лишь с очень большой условностью можно допускать, что рисский ледник оканчивался на высоте ниже 1000 м.

Сопоставляя все эти данные, можно сделать тот вывод, что в настоящее время, после более молодых движений, те места, где оканчивались рисские ледники, лежат на северном склоне на отметках около 1000 м или несколько выше, для южного же склона данных слишком мало для аналогичного вывода. Первоначальные, в рисскую эпоху, отметки концов ледников на северном склоне были несколько ниже, может быть до 900—850 м. Учитывая масштабы послевюрмских поднятий, можно принять, что рисские ледники спускались, по отношению к уровню древнего Каспия, значительно ниже, чем вюрмские, в связи с чем нужно полагать, что депрессия снеговой границы рисского оледенения должна была быть в пределах 1200—1500 м по отношению к современному ее положению. Рисское оледенение Кавказского хребта было уже безусловно альпийского типа, с ясно выраженными долинами ледниками.

Для Закавказья наши сведения о размерах рисского оледенения чрезвычайно скудны. В последней своей работе по этому вопросу А. Л. Рейнгард (251) пишет: «По все известные в настоящее время морены относятся только к последней ледниковой эпохе. Морен более древних ледниковых эпох пока еще не известно, и поэтому судить о числе оледенений мы можем в настоящее время с известной долей вероятности только по числу галечных террас в долинах главных рек». Надо заметить, что во второй половине этого заключения постановка вопроса у А. Л. Рейнгарда неправильная. Число галечных террас позволяет судить только о числе циклов эрозии, которые могли и не сопровождаться оледенениями.

Приведенные в этой и в предыдущих главах материалы по истории развития рельефа Кавказа в течение времени от аллиерона и до предхазарской фазы включительно, показывают, что в начале хазарского века водораздельные гребни в Закавказьи уже поднялись до отметок, довольно близких к современным. Поэтому нужно думать, что при более значительной депрессии снеговой границы, чем в вюрме, оледенение здесь, безусловно, имело место, но едва ли оно было, по его размерам сколько-нибудь более значительным, чем вюрмское.

В условиях такого предположения оледенение рисской эпохи должно было выразиться в Закавказьи в виде сравнительно небольших изолированных «островов», приуроченных к наиболее высоким участкам, как например, хребты Шахдаг и Муровдаг, г. Азагез, центральная часть Ахмаганского нагорья, некоторые горные группы Аджарской системы и

Сомхетского плато и т. п. В западной части Закавказья эти ледниковые образования были большей частью покровного типа, в восточной же части, вокруг оз. Севан, они приближались к альпийскому типу. Прилагаемая схематическая карта показывает, насколько в области Кавказского хребта размеры оледенения были более значительными, чем в Закавказьи.

6. ХАЗАРСКИЙ ВЕК (Рисс-вюрм)

1. Бассейн Каспийского моря

После предхазарской орогенической фазы наступает новая трансгрессия Каспийского моря, хазарская трансгрессия, а в Черноморском бассейне в это время имела место трансгрессия новоевксинская.

В районе Апперонского полуострова (Д. В. Голубятников, 84) к хазарскому веку относится серия террас, возвышающихся над Каспием на 50—185 м. Террасы сложены песками, галечниками, конгломератами, известняками—ракушечниками с галькой, лессовидной глиной и т. п. На третьей террасе отложения содержат фауну, характерную для хазарского яруса *Didacna crassa* Eichw., *D. surachanica* Andr., *D. baeri* Grimm., *Dreissensia ponto-caspia* Andr., *Dr. polymorpha* Pall.

В. В. Вебер (58) и О. Дашевская (99) выделяют из состава бакинского яруса верхний его отдел, характеризующийся присутствием *Didacna carditoides* Andr., и рассматривают эти отложения как переходные от бакинских слоев, содержащих *Didacna parvula* Nalivk., *D. catillus* Eichw., *D. rudis* Nalivk., к слоям с *Didacna surachanica* Andr. При этом они склонны относить эти слои уже к хазарскому ярусу.

В области Куринской низменности к хазарскому ярусу следует отнести угазываемые В. А. Приклонским (215) отложения в 20—25 км ниже Зубовки, содержащие *Didacna crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm., *D. barbot-de-marni* Grimm., *Dreissensia rostriformis* Desh., *Dr. polymorpha* Pall., *Hydrobia caspia* Eichw., *Neritina liturata* Eichw., *Corbicula fluminalis* Müll.

В Куринском заливе крайней западной точкой, где известны хазарские морские отложения, является район Мингечаури. Здесь, по С. Н. Жукашевичу (171), на террасе, имеющей высоту 60—65 м над Курой, лежат отложения с *Didacna surachanica* Andr. и *D. praetrigonoides*

Nalivk., чем вполне определяется хазарский возраст и отложений. Других указаний на отложения хазарского яруса мы здесь, повидимому, не имеем и нужно предполагать, что они скрыты под отложениями более широкой—хвалынской трансгрессии, подобно тому, как это имеет место и в Восточном Предкавказьи.

Севернее Апшеронского полуострова, в районе Сумгаит и Гилинчая, гилинская хазарская терраса является пятой снизу и возвышается над уровнем Каспия на 112—130, а местами даже на 146—175 м, будучи довольно сильно дислоцирована в связи со складкообразованием. Отложения этой террасы, представленные детритусовыми и ракушечными известняками, местами с песками и т. п., содержат фауну *Didacna surachanica* Andr., *D. crassa* Eichw., *D. postcarditoides* Nalivk., *D. baeri* Grimm., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. pontocaspia* Andr. и др. (И. Ф. Пустовалов). К хазару нужно относить здесь, вероятно, и четвертую снизу террасу, тоже дислоцированную и возвышающуюся до 60—88 м над Каспием. В отложениях этой террасы, представленных известняками, конгломератами, галечниками и т. п. содержатся *Didacna* cf. *postcarditoides* Nalivk. et Anis., *D. protracta* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Drsh. и др.

На Кусарской равнине к хазарскому веку нужно относить вторую террасу (Гильярскую), по И. Ф. Пустовалову (221), поднимающуюся до высоты 75 м над Каспием. К северу она увязывается со второй каспийской террасой района Дербент—Махачкала, относимой В. Д. Голубятниковым (81, 82, 83) также к хазарскому ярусу. Здесь эта терраса поднимается до отметок 80—90 м, большей же частью ее высота составляет около 55 м над уровнем Каспия. Отложения этой террасы представлены глинами, песками, конгломератами и детритусовыми известняками, содержащими хазарскую фауну *Didacna crassa* Eichw., *D. ex gr. crassa s. lato*, приближающаяся к *D. rudis* Nalivk. var. *varia* Nalivk., *D. catillus* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh. Терраса прослеживается в северо-западном направлении к Сулаку и вскоре исчезает под более молодыми отложениями.

Не исключена возможность, что эта терраса является не хазарской, а бакинской (верхний отдел этого яруса), так как в составе ее фауны пока не найдена характерная для хазарских слоев *Didacna surachanica* Andr., присутствующая в этих отложениях как в районе Апшеронского полуострова, так и в восточном Предкавказьи, а вместе с

тем здесь присутствует *Didacna catillus* Eichw., которая в верхних горизонтах бакинского яруса на Апшеронском полуострове встречается уже редко, а в переходных слоях и, тем более, в хазарских отсутствует (почти полностью?).

Предположение о бакинском возрасте второй террасы Каспийского побережья Дагестана и Бусарской равнины, при условии, что первая терраса является безусловно хвалынской, может указывать, что во всем этом районе, подобно Предкавказью, хазарские отложения и береговая линия хазарского моря перекрыты отложениями хвалынского моря и погребены под ними.

Далее к северу, в области Прикаспийской низменности, хазарские морские отложения на поверхности больше не появляются и известны только по буровым скважинам. По В. В. Веберу и С. М. Ильинскому (1922), можно отнести к хазарскому веку II и III горизонты (по их схеме) древнекаспийских отложений, имеющие в районе Терекли—Мектеб и восточнее мощность 37 и 25 м, а всего до 62 м. Представлены они глинами, песками и т. п., с фауной во II горизонте: *Didacna vulgaris* Nalivk., *D. aff. carditoides* Andr., *Dreissensia ponto-caspia* Andr., а в III горизонте: *Didacna surachanica* Andr. и *D. incrassata* Bog. Горизонт II, по его фауне, является аналогом слоев на Апшеронском полуострове с *Didacna carditoides* Andr., занимающих, по В. В. Веберу (58) и О. Дашевской (99), переходное положение между бакинским ярусом и средним ярусом древнекаспийских отложений.

В Прикаспийской низменности морские хазарские отложения к западу переходят в континентальные суглинки, а к югу в древне-аллювиальные отложения Терека, представленные галечниками, песками с галькой, глинами и суглинками.

К юго-востоку, в районе дельты Терека, на осевой линии молодого прогиба мощность хазарских отложений значительно увеличивается и достигает, примерно, 110 м. Эти отложения пересечены здесь новой скважиной (по материалам С. И. Ильинского) в хут. Калинина на глубине от 80 до 191 м (на отметках—100 и—210 м). Точное положение береговой линии хазарского моря остается неизвестным, во всяком случае хазарская трансгрессия была менее значительной, чем последующая — хвалынская. На нашей схематической карте береговая линия показана предположительно.

В районе Маныча морские отложения хазарского возраста, повидимому, отсутствуют, и их аналогами являются суглинки и зеленовато-

серые глины с песками, слагающие четвертую террасу (так называемая терраса перерыва), возвышающуюся на 30—40 м над Манычем, т. е. достигающую отметок 55—65 м. В отложениях этой террасы, в нижней их части, встречается пресноводная и полупресноводная фауна, наличие которой дает право думать, что в начале трансгрессии сюда проникли воды из северной части Каспия сильно опресненного в этой его части водами Волги (В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 1932). Под толщей этих суглинков и глин на глубине до 50—60 м от поверхности хазарской террасы (т. е. на отметках около—10 до—20 м) обнаружена фауна карангатского типа.

Таким образом, общая мощность континентальных глинистых отложений, относимых здесь к хазару, определяется многими десятками метров, что вполне отвечает другим частям Предкавказья. Дохвалынский возраст этих суглинков Маныча вполне определяется тем, что в них врезана третья терраса Маныча, сложенная отложениями с фауной хвалынского возраста. Послебакинский же их возраст доказывается тем, что в районе Маныча ниже этих суглинков и глин обнаружены в скважинах бакинские отложения.

Современное положение береговой линии хазарского моря определяется следующими отметками: в районе Маныча около нуля, в Предкавказьи от 0—50 м в северной части и до 110—150 м в южной части, около Махачкала 80—90 м, на Кусарской равнине 75 м, на Апшеронском полуострове до 160 м, в низовьях Аракса 0—30 м.

2. Бассейн Черного моря

В бассейне Черного и Азовского морей карангатская трансгрессия сменяется регрессией, сопровождавшейся резким опреснением, а затем нагступает новоевксинская, солоноватоводная трансгрессия. Отложений, соответствующих моменту регрессии, мы почти не знаем, осадки же новоевксинской трансгрессии обнаружены в нескольких местах, притом повсюду на очень невысоких отметках.

На Таманском полуострове они известны на косе Чушка и обнаружены на высоте всего около метра над уровнем моря (И. М. Губкин и М. И. Варенцов, 96; М. И. Варенцов, 56). Представлены они песчано-глинистыми ракушниками с *Monodacna subcolorata* Andr., *M. pontica* Eichw., *Didacna crassa* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall. (разные варианты), *Neritina liturata* Eichw., *Micromelania* sp., *Unio* sp. *Vivipara* sp.

Около Сочи новоевксинские отложения обнаружены и описаны А. Г. Эберзиным и П. И. Ивченко (285) на террасе, возвышающейся не более 2,4 м над уровнем Черного моря. Представлены отложения мелкогравийным галечником и содержат *Dreissensia polymorpha* Pall., *Theodoxus cf. fluviatilis* L., *Didacna moribunda*? Andr., *Glessiniola cf. variabilis* Eichw. и *Cardium edule* L. Раковины последнего мелкие и с небольшой толщиной створок, что указывает на неблагоприятные для него условия существования.

По материалам А. Д. Архангельского и П. М. Страхова (15, 16), отложения новоевксинского моря присутствуют на дне современного Черного моря вдоль всего Кавказского побережья, но точное положение его береговой линии остается неизвестным. Либо она располагалась внутри современной береговой линии, либо же она лежала на очень низких отметках, и следы ее уже уничтожены последующими трансгрессиями, как это должно будет произойти в ближайшем будущем и с обнажением на косе Чушка на Таманском полуострове. Второе решение является более вероятным. Во всяком случае, границы трансгрессии новоевксинского моря были очень близки к границам современного Черного моря.

Азовское море также было покрыто трансгрессией новоевксинского моря, которое проникало, повидимому, до низовьев Маныча. Об этом можно судить по материалам К. И. Лисицына (164—166), так как в низовьях Дона ясно намечается самостоятельный горизонт с каспийской фауной (слой новоевксинские с типичной фауной *Monodacna pontica* и *Didacna moribunda*), разделяющий верхний и нижний горизонты со средиземноморско-черноморской фауной.

Что касается восточного побережья Азовского моря, то здесь береговая линия новоевксинского моря в районе Кубанских плавней вероятнее всего вдавалась к востоку заливом, в районе же Ейска почти безусловно отстояла довольно далеко к западу от современного берега, так как здесь все береговые обрывы, высотой до 20 м и более, сложены суглинками, возраст которых нужно определять как хазарский (П. А. Православлев, 208).

По А. Д. Архангельскому и Н. М. Страхову (16) «размеры новоевксинского бассейна не оставались постоянными; в начале своего существования он мог занимать значительно меньшую площадь, нежели Черное море, в конце же его береговая линия, повидимому, почти совпадала с современной... Несомненные доказательства сокращения в начале новоевксинского века площади, занятой в пределах Черноморской котловины мо-

рем, имеются для области Одесско-Евпаторийского залива. Во всех остальных участках дна при зондировках «Первого Мая» никогда не удавалось достигнуть основания новоевксинских отложений, что указывает на значительную мощность последних и на значительную продолжительность новоевксинского времени».

Таким образом, нужно признать, что новоевксинская эпоха знаменует отдельный крупный этап в истории Черного моря между двумя моментами значительных тектонических движений, и что верхняя часть отложений этой эпохи отвечает значительной и самостоятельной трансгрессии.

Режим и фауна новоевксинского моря изучены очень детально, и для изшей темы имеет большое значение то, что в пределах Азовского моря, которое, безусловно было занято морем, существовал биоценоз *Dreissensia polymorpha* и может быть с *Dreissensia ponto-caspia*. Состав фауны для первого биоценоза *Monodacna pontica*, *Dreissensia polymorpha*, *Dr. crassa*, *Dr. rostriformis* var. *distincta*, *Dr. ponto-caspia*, *Micromelania*, *Monodacna colorata*.

Таким образом, при большом сходстве фауны мелководных биоценозов новоевксинского моря с каспийской фауной, существенным отличием является отсутствие *Cardium edule* и *Mytilaster*, существовавших в карпатском море. Это «заставляет думать, что соленость новоевксинского моря уступала солености Каспия (современного, Л. В.) и ближе стояла к солености лиманов, в которых *Cardium edule* жить уже не может.... Опреснение бассейна (ноевксинского) могло начаться только сверху, а в глубинах долгое время должна была сохраняться тяжелая вода карпатского моря» (А. Д. Архангельский и Н. М. Стрехов, 16).

Общая характеристика гидробиологического режима новоевксинского бассейна определяется следующим заключением тех же авторов (стр. 175—176): «в новоевксинскую эпоху во всей Черноморской котловине вновь развилась фауна каспийского типа»... «По окончании карпатской эпохи гидрологический режим в пределах Черноморской котловины еще раз резко меняется, и на месте моря, по своей солености приближавшегося к современному Мраморному, здесь вновь возникает бассейн со слабо соленой водой, который мы... называли новоевксинским... Это изменение гидрологического режима мы выводим из резкого изменения фауны, которая в новоевксинских отложениях приобретает вновь каспийский или даже лиманный характер».

3а. ПРЕДКАВКАЗЬЕ

В Предкавказьи в хазарское время происходило отложение мощной маятии аллювиально-делювиальных накоплений—суглинков, покрывших почти всю его площадь от северных подножий Кавказского хребта до Сальских степей и от Черного до Каспийского моря (А. Л. Рейнгард, 222, 242, 244, 250; П. А. Православлев, 208, 209, 213; С. А. Га-туев, 76—72; М. М. Жуков, 114—116; Ф. Ф. Голынец, 87, 88; В. А. Кузнецов, 149, 150; Л. А. Варданыц, 45, 46 и др.). В районе Маныча эти суглинки покрываются морскими отложениями хвалынской транс-грессии и имеют мощность в десятки метров, а местами и свыше ста метров (В. А. Кузнецов, 150; К. И. Лисицын, 166). К северо-востоку от Дивного эти суглинки на глубине около 40 м подстилаются мелко-зернистыми песками с фауной бакинского возраста (В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 292).

К юго-востоку от Манычского района, в пределах Терско-Кумской равнины, хазарские морские отложения, вскрытые в скважинах, переходят к западу в континентальные суглинки (В. В. Вебер и С. М. Ильин-ский, 292). Н. В. Думитрашко и Л. С. Каманин (109) и В. А. Кузне-цов (149) приводят для мощности суглинков следующие значения: в северной части Благодарненского района до 50 м; севернее Мокрой Буй-волы на плато до 50 м и то же к югу; в междуречья Кума—Маныч бо-лее 100 м; в Старозурмутинской даче 85—128 м. и в юго-западном участке междуречья Калауса—Кума около 20 м.

Для Терско-Кумского района М. М. Жуков (116) определяет мощ-ность этих водораздельных суглинков до 90—100 м и более. По на-правлению к центральной части Ставрополя мощность их уменьшается и они выклиниваются на водораздельных плато близ Калауса (С. А. Га-туев, 72). Эти же суглинки покрывают и почти всю область Терского и Сунженского хребтов, где их мощность обычно не превышает 10—15 м, но местами достигает даже 38 м (М. Ф. Двали, 100; Н. А. Куд-рявцев, 146, 147). Здесь в ряде мест эти суглинки уже дислоцированы и залегают с углами падения до 8° (М. Ф. Двали, 100; К. А. Проко-пов, 217). В Алханчуртской долине и в пределах Владикавказской рав-нины мощность суглинков хазара неизвестна, а к югу они выклини-ваются в предгорьях хребта.

К западу от Ставропольской возвышенности такие же суглинки покрывали все Предкавказье и в настоящее время сохранились почти исключительно к северу от широтного протока р. Кубани (В. П. Колесников, 137—139; П. А. Православлев, 212; А. Л. Рейнгард, 242, 244, 250, 297; С. А. Яковлев, 279). Около Темижбекской в этих суглинках найдены кости *Bos*, *Equus*, *Cervus*, *Elephas* и др. (П. А. Православлев, 208, 211, 212). В районе между Усть-Лабинской и Темижбекской П. А. Православлев оценивает их мощность до 50 м и более. Суглинки подстилаются здесь «слоистой серией перемежающихся песков и песчаных глин», которые мы отнесли выше к бакинскому веку.

К северу от широтного протока р. Кубани «толща покровных суглинков... пользуется на правобережной ««коренной»» равнине Прикубанья громадным распространением, на запад до низменной полосы побережья Азовского моря, где уходит под уровень моря, на север до Манычского пролива и на восток до Ставропольских высот» (А. Л. Рейнгард, 244). Мощность суглинков известна здесь в немногом числе точек. Обычно она невелика и не превышает в настоящее время одного—двух десятков метров (А. Л. Рейнгард, 244). Во всяком случае, здесь их мощность значительно меньше чем в более южной части, в районе Темижбекской, где она достигает местами 80—90 м. В районе Краснодара мощность суглинков нужно оценивать, повидимому, не более, чем в 20 м (С. А. Яковлев, 280).

Таким образом, в хазарском веке все Предкавказье было покрыто мощной мантией суглинков, в связи с чем нужно думать, что в хазаре еще не существовало широтного протока р. Кубани, и что все реки в западной его части заканчивали свое течение в пределах равнины, застилая ее мелкоземистым аллювиальным материалом. Вместе с тем в хазаре уже ясно наметилась тенденция к прогибанию этой полосы, что подтверждается повышенной здесь мощностью суглинков.

В области аналогичной широтной долины р. Терсеба такое прогибание проявилось уже очень сильно в предхазарскую фазу орогенических движений, с чем здесь было связано накопление мощной толщи галечников в нижнестеречного горизонта, по М. М. Жукову. В долине же Кубани такого рода накопления галечников не происходила.

Центральная часть Ставрополя в хазаре выступала среди равнины в виде пологого куполовидного поднятия, подвергнувшегося расчленению. Здесь продолжалось врезание долин, и формировались те днища, которые возвышаются сейчас над тальвегом в средней части Калауса на

40 м, а в верховьях его на 80—90 м (Н. В. Думитрашко и Л. Г. Камини, 169). Для Калауса это—четвертая терраса, высота которой и положение хорошо соответствуют четвертой террасе Маныча. Аналогичные террасы, но меньшей относительной высоты, имеются и по долинам других рек Ставрополя. Из этих долин выносился материал для магии суглинков Предкавказья и отлагался к востоку, северу и к западу от Ставропольской возвышенности.

36. ОБЛАСТЬ КAVKAZСКОГО ХРЕБТА

В области Кавказского хребта в хазарском веке происходила формирование новых долин, врезанных в днища долин бакинское возрета. Обзор их проведем с востока. В бассейне р. Сулак к хазарскому веку нужно отнести, по видимому, те террасы, которые возвышаются над дном долины в предгорьях на 40—60 м, а в горной области до 135 м (Д. В. Дробышев, 107, 108), но полной уверенности в этом нет.

В долине р. Чанты Аргун южнее Шатоя имеются остатки террасы на высоте до 100—120 м над дном долины (В. М. Чап), а в предгорьях, по Н. А. Кудрявцеву (146), имеются террасы, высотой 60—70 м. Те и другие террасы вполне соответствуют террасам как Сулака, так и Ассы в тех же структурно-тектонических зонах хребта. Возможно, что и по Аргуну это одна и та же терраса, повышающая свою высоту при переходе из предгорий в горную область.

В долине Ассы нужно считать хазарской ту террасу, которая возвышается над дном долины на 40—45 м в предгорьях и до 120—170 м в горах (В. П. Ренгартен, 252). В долине Терека к хазару мы относим ту террасу, которая в предгорьях, около сел. Балта, имеет высоту до 47 м, а близ устья р. Армхи до 164 м. В. П. Ренгартен (255) относит ее к вюрму, но мы полагаем, что здесь вюрмская терраса не может иметь столь большой высоты, совершенно необычной для долин Кавказского хребта.

По Ардону к хазару нужно относить, по видимому, те остатки террасы, которые наблюдаются в известняковом ущельи, севернее сел. Биз, в виде мощных галечников, прислоненных на высоту в десятки метров к отвесным склонам долины. В долине Ардона выше по течению от указанного места нет ясных признаков существования террас, могущих соответствовать 160-метровой террасе Терека.

В следующих к западу долинах террасы изучены очень слабо, и в

данное время невозможно наметить те из них, которые могли бы иметь хазарский возраст. По Черему можно отнести сюда террасу в горной части с относительной высотой около 140—150 м, покрытую мощным галечником, а по Чегему—террасу, высотой до 125 м. Далее к западу, в долине Кубани, террасы изучены довольно хорошо, но только в предгорной части (А. Л. Рейнгард, 229, 239, 297; Г. Ф. Мирчинк, 184). Здесь к хазару мы относим террасу в районе Баталпашинска и Хумары, имеющую, по Г. Ф. Мирчинку (184), высоту порядка 60 м. Положение этой террасы в горной части остается не вполне ясным.

К северо-востоку от верховий Кубани, в бассейне Подкумка, эквивалентом этой террасы должна быть, по видимому, Джамгатская терраса (точнее, серия сближенных террас), описанная А. П. Герасимовым (75, 77), А. Л. Рейнгардом (240, 297) и Н. И. Николаевым (194). Она имеет высоту над Подкумком в 55—75 и до 90 м. Покрывается галечником, мощностью до 5—8 м, а выше их суглинками, мощностью до 10—30 м, причем суглинки на восточном продолжении террасы сливаются с плащом мощных суглинков Притеречной равнины и Моздокской степи. Во всем этом районе в суглинки Джамгатской террасы и в их восточное продолжение врезана более молодая терраса, высотой около 20 м, в отложениях которой в районе Пятигорска А. Стояновым (269) найден *Elephas primigenius*, доказывающий принадлежность террасы хвалынского (вюрмского) цикла.

По А. Л. Рейнгарду (240), галечники Джамгатской террасы к юго-востоку, на Баксанской равнине, приобретают уже очень большую мощность, не менее 20 м, и покрыты слоем суглинков до 18—20 м, содержащих прослойки погребенных почв. В этих мощных галечниках можно усматривать западное продолжение нижнестеречного (хазарского) горизонта Моздокской степи, описанного детально М. М. Жуковым (116). Таким образом, здесь мы имеем несомненный послехазарский прогиб, в связи с чем террасы следующего (хвалынского) цикла врезались местами только в суглинки, не достигнув до галечного слоя.

Последней долиной, на северном склоне Кавказского хребта, где речные террасы подвергались изучению, является долина р. Белой. Здесь, по А. И. Москвитину (192), имеется терраса высотой около 50—60 м в той тектонической зоне, в которой лежат Баталпашинск и Хумары. Поэтому данную террасу на р. Белой мы считаем возможным отнести к хазару. Таким образом, мы имеем сейчас возможность получить согласованное решение для всей северной предгорной зоны, где на

всем протяжении Кавказского хребта в одних и тех же условиях мы находим террасы, близкие по их высотам, а именно, с высотой порядка 30—50 м. Вдоль гор высота террас быстро повышается и достигает в среднем 130—170 м и остается затем более или менее постоянной.

Для южного склона Кавказского хребта материалов по речным террасам очень мало. Пожалуй, наиболее обоснованные данные имеются для района Сухуми, где, по Е. В. Шанцеру (276), к нововесинскому—хазарскому веку можно отнести первую террасу, на которой найдены остатки бронзовой и неолитической (?) культур, более молодых, чем сама терраса. По другим рекам южного склона, даже по р. Мзымте, террасы еще не прослежены и не увязаны с морскими террасами, поэтому всякие сопоставления будут носить слишком спекулятивный характер. Сопоставление террас усложняется здесь также возможностью их ступенчатых дислокаций.

Зв. ЗАКАВКАЗЬЕ

В центральной части Закавказья можно дать предварительную схему, основываясь на последних данных А. Л. Рейнгарда (251). Здесь мы отнесли к бакинскому веку две верхние террасы—Махатскую и более низкую, возвышающуюся над дном долин на 230—240 и на 170—180 м. Не вполне ясно возрастное положение следующей, более низкой, третьей террасы, возвышающейся над тальвегами на 130—140—150 м (около Тбилиси).

Выше, в главе о бакинском веке, было высказано предположение, что и третья терраса может относиться еще к бакинскому веку. Поэтому мы считаем более вероятным отнести к хазару промежуточные террасы, возвышающиеся над уровнем рек, примерно, на 90—115 м (Ф. Н. Саваренский, 260) и соответствующие террасам, высотой 75 и 112 м, описанным А. Н. Джавелидзе (104), и террасу высотой 85 м, отмеченную А. Л. Рейнгардом.

В пользу такого решения говорит также и то, что на Кавказе хазарские террасы имеют относительную высоту в 140—150 м на большом протяжении только в осевой зоне Кавказского хребта, где амплитуда вздымания, а соответственно и глубина врезания долин, были на всем протяжении постплиоцена несоизмеримо больше, чем в районе Тбилиси. А. Л. Рейнгард (251) относил в районе Тбилиси к риссу, т. е. по нашей схеме, к хазару, третью террасу, высотой до 140 м, которая, по

нашим предположениям, относится, может быть, еще к веранему баку.

Возможным аналогом серии террас, имеющих около Тбилиси относительную высоту порядка 75—112 м, является терраса Гори, высотой в 100 м (С. С. Кузнецов и Н. К. Трифонов, 155), а также террасы Лыхвы, имеющие у выхода на равнину высоту до 100, а в горах до 150—200 м (Л. И. Прасолов и Н. Н. Соколов, 214). Сюда же можно присоединить предположительно террасу Боржом, высотой 100—150 м (А. М. Обыкновенников, 196). В Триалетском хребте этой серии террас могут отвечать террасы, высотой 80 и 130 м (С. С. Кузнецов и Н. К. Трифонов, 155).

К сожалению, террасы района Тбилиси не прослежены вниз по Куре до Мингеаури (г. Караджа), где в одной из террас, высотой 60—65 м, найдена типичная хазарская фауна *Didacna surachanica* Andr., и где к хазару может быть отнесена и другая терраса, высотой до 112 м (см. ниже). Можно допускать, что в районе г. Караджа, где молодая после-бакинская возвышенность прорезается антепедентной долиной р. Куры, могло проявиться подпироживание, в связи с чем здесь высота террас может быть несколько повышенной, по сравнению с районом Тбилиси и Караизской степи. Во всяком случае, в районе Тбилиси к хазару нужно относить, как и в районе Мингеаури (Караджа), две-три террасы, высотой не ниже 60—70 и не выше 120 м.

Более подробные данные о террасах района Мингеаури сообщает С. А. Ковалевский (134). Именно, галечники террасы, возвышающейся до 210 м, имеют мощность до 10 м и срезают (?) коренные породы г. Караджа. Галечники слабо дислоцированы и относятся, вероятнее всего, еще к бакинскому ярусу, т. е. это последний, наиболее молодой денудационный уровень бакинского века. Следующая терраса, высотой до 112 м, прислоненная к склонам возвышенности, относится уже, по-видимому, к хазарскому веку, к его началу, так как еще более низкая терраса, высотой в 60—65 м, содержит в отложениях *Didacna surachanica* Andr. и *D. praetrigonoides* Nalivk. Еще более низкая терраса, высотой 40 м, относится уже к хвалыинскому ярусу. Таким образом, эти две террасы, в 112 и 60—65 м, можно отнести к хазарскому веку, с оговоркой, что это решение вполне обосновано только для второй из них. Первую же, более высокую, можно рассматривать как террасу регрессивной фазы хазарского моря.

К югу от Мингеаури (г. Караджа) к хазарскому веку можно от-

места, повидимому, террасу р. Тертер, имеющую относительную высоту 110 м (В. А. Приклонский, 216). Здесь должна была бы быть также терраса, соответствующая 60—65-метровой террасе г. Караджа, имеющей хазарскую фауну, но указаний на это в литературе не оказалось.

По северному склону Муровдагского хребта, между Гировабадем и р. Тертер, К. Н. Паффенгольц (205) указывает ряд террас, в том числе террасу, высотой около 100 м в горной области. К северу и северо-востоку эта терраса снижается и уходит под уровень Ганджинской равнины, которая соответствует уже уровню хвалынской террасы района Мингечаури и г. Караджа. Промежуточных ясных террас здесь нет, поэтому на северном склоне Муровдагского хребта нужно относить к хазару эту именно террасу, высотой около 100 м, и близкие к ней, составляющие с нею одну серию. На южном склоне этого хребта, в бассейне озера Севан, мы находим той же высоты галечную террасу, которую с большой вероятностью можно относить также к хазару.

Еще южнее, в районе Ленинакан—Алагез—Ереван хорошо выражена терраса, высотой также около 100 м, снижающаяся к р. Аракс и уходящая под его более молодые отложения. Вместе с тем вокруг всего Алагеза на его склонах (Ленинакан, Памбак, Анапан, Зангу) терраса эта сохраняет свою высоту, следующая же, более молодая терраса, высотой порядка 40—50 м, относится, повидимому, уже к вюрмской (хвалынской) эпохе, так как в ее отложениях по р. Памбак, около ст. Палбанд найден *Elephas primigenius* (К. Н. Паффенгольц, 202, 205). Поэтому терраса, высотой около 100 м, должна датироваться хазарским веком, в бакинскому же веку нужно относить здесь, вероятнее всего, галечные плато, которые в районе Еревана, на водоразделе Зангу-Гярни, имеют относительную высоту до 200 м (К. Н. Паффенгольц, 205).

В других частях Закавказья материалов слишком мало для общих сопоставлений. В предположительной форме можно относить к хазару вторую или третью террасу (по К. Н. Паффенгольцу, 198), имеющие высоту над тальвегами около 60 и 130 м, не считая мощности покрывающих их лав. Первую из них, т. е. вторую снизу террасу К. Н. Паффенгольц относит к рисс-вюрму, при условии, что покрывающие их лавы изливались в начале следующего этапа врезания долины, относящегося уже к вюрму. Это решение нам представляется достаточно вероятным, т. е. мы находим более правильным отнести к хазару (к рисс-вюрму) именно вторую снизу террасу, третью же нужно относить, повидимому, еще к бакинскому веку, либо же нужно считать ее аналогом

древнейшей хазарской террасы г. Караджа, имеющей высоту до 112 м (см. выше).

Наконец, в долинах р. р. Геокчай и Турчанчай, левых притоков р. Куры, где они пересекают Аджиноурскую возвышенность, В. В. Вебер (60) описал три террасы, высотой примерно в 25, 50 и 75 м. Верхняя из них как будто бы врезана в бакинского возраста поверхность, составляющую в настоящее время главный элемент рельефа Аджиноурских степей. Это дает некоторое основание предполагать, что верхняя терраса может относиться к хазарскому веку. К сожалению, террасы эти не прослежены ни вверх, ни вниз по рекам, в связи с чем не представляется возможным определить их отношение, с одной стороны, к хазарской и хвалынской террасам самой р. Куры, а, с другой стороны, к молодым (послехазарским) террасам Алазань—Агрычайской депрессии. Возможно, что две верхние террасы, высотой около 75 и 50 м, соответствуют, по возрасту, двум верхним Караджинским террасам, имеющим высоту 112 и 60—65 м.

Очень интересные данные имеются в статье С. А. Захарова (119), описавшего широкое развитие в долине р. Куры накоплений лессовидных суглинков, но, к сожалению, в этой работе нет никаких привязок этих суглинков к тем или иным террасам. Если исходить из общих соображений, то можно сделать вывод, что в большинстве эти суглинки должны быть послебакинского возраста, и в этом случае мы получали бы полную аналогию с Предкавказьем.

IV. НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

а. ПРЕДХВАЛЫНСКАЯ ОРОГЕНИЧЕСКАЯ ФАЗА (Вюрм и его стадии)

1. Тектонические движения

В начале хвалынского века вновь проявляются движения земной коры (нижне- или предхвалынская орогеническая фаза), общий характер которых, за малыми исключениями, остается тем же, что и во время орогенической фазы в начале хазарского века, но движения имели значительно меньшую амплитуду и меньшую напряженность. Произошло дальнейшее прогибание дна Каспийского моря, и амплитуда вертикального смещения вдоль прибрежной зоны определяется положением берего-

вой линии хазарского моря, т. е. разностью отметок береговых линий хазарского и хвалынского морей.

Это смещение в районе Маныча не превышало 20—30 м, так же, как и в восточном Предкавказьи, но достигает местами 60—80 м в районах Махачкала—Дербент и на Кусарской равнине, а на Аншеронском полуострове доходит даже до 150 м. Далее к югу амплитуда смещения резко уменьшается и в низовьях р. Аракс снижается к нулю. В Курином заливе, в районе Минтечури, амплитуда смещения береговой линии хазарского моря должна оцениваться в 20 м.

На Маныче имеются ясные признаки послехазарского поднятия, перегоревшей депрессионной зоны пролива. Амплитуда поднятия, если основываться на разности высот третьей (хвалынской) и четвертой (хазарской) террас, достигает 20—25 м. Северный склон Кавказского хребта испытал, как и раньше, моноклиальное (наклонное) поднятие, а севернее вновь вырастают складчатые поднятия Терского и Сунженского хребтов. Вместе с тем к северу от них образуются относительно погружения Нальчикской и Моздокской равнин, а к югу относительные погружения Владикавказской и Сунженской равнин.

Складчатое поднятие этих передовых хребтов в орогеническую фазу начала хвалынского века доказывается нарушенным залеганием хазарских суглинков, имеющих углы падения порой до 8° и более (М. Ф. Двали, 100; К. А. Прокопов, 217). Вертикальная амплитуда этих складчатых поднятий, если ее оценивать как разность отметок водораздельной линии хребтов и их подножий, может оцениваться для этой фазы (включая и все последующие, гораздо более слабые движения) в пределах около 400—500 м или даже более. Вместе с тем здесь происходили, по видимому, и сбросовые нарушения, так как резкие перепады в рельефе склонов очень часто совпадают с линиями падновгов и сбросов, секущих плиоценовые отложения. Кроме того, местами намечается как будто бы перекрывание хазарских суглинков падновгами Терского хребта (Н. Д. Елин, 111; И. О. Брод, 33).

В западной части Предкавказья произошло прогибание в треугольнике Ахтари—Армавир—Темрюк, в связи с чем образуется (впервые в истории Кавказа?) широтный проток р. Кубани, играющий роль генерального водосбора для всех рек, стекающих с северного склона западной части Кавказского хребта. К северу от Кубанского и Нальчикско-Моздокского прогибов имело место дополнительное воздымание широкой и очень пологей Ставропольской антиклинали, протягивавшейся почти от

Биска до района среднего течения р. Кумы (между Георгиевском и Буденновском), где р. Кума имеет ясную antecedentную долину (А. Л. Рейнгард, 240).

Наибольшее воздымание Ставропольской антиклинали, ось которой, по сравнению с более древними структурами, как бы смещена к северо-востоку, приходится на верховья р. Калаус. В восточном направлении ось поднятия пересекает долину р. Кумы несколько южнее Буденновска (см. выше), где наличие молодого поднятия доказывается тем, что к югу и к северо-востоку от этого участка долины хвалынского возраста врезаны только в хазарские суглинки, а на самом участке и к западу от него и в третичные породы.

В осевой части Кавказского хребта произошло глыбовое воздымание в границах тех структур, которые оформились еще в эо- и мезоплейстоцене, но амплитуда относительного поднятия измеряется теперь только десятками метров. Примером таких сбросовых нарушений, хвалынский возраст которых достаточно вероятен, могут служить Нельхский сброс в долине Ассы (В. П. Ренгартен, 252), некоторые сбросы в Горной Осетии (Л. А. Варданянц, 36, 48), резкие теснины в долинах на линиях сбросовых нарушений и т. п.

На южном склоне Кавказского хребта поднятие происходило и на этот раз ступенчато. К югу от восточней части хребта получает дополнительное погружение Алазань-Агрычайская депрессия, отделенная от более южной, Куринской депрессии сложным антиклинальным поднятием Ширакско-Аджиноурской возвышенности, в пределах которой амплитуда вертикального смещения уменьшается к востоку.

К югу от этой возвышенности имело место дальнейшее прогибание Куринской депрессии, в связи с чем соответствующие хазару террасы северного склона Муровдагского и Шахдагского хребтов при выходе из ущелий на равнину снижаются и погружаются под слагающие равнину отложения более молодой террасы, датируемой достаточно точно хвалынским веком.

Таким образом, в эту фазу прогиб Куринского залива, бывший единым в апшероне и даже в баку, теперь разделяется окончательно на две ветви, северную и южную, с промежуточным между ними антиклинальным поднятием, составляющим восточное продолжение сложного веерообразного антиклинория Аджаро-Триалетского хребта.

К югу от западной части Кавказского хребта и вдоль Черноморского побережья происходило моноклинальное ступенчатое поднятие. При

этем в самой прибрежной зоне амплитуда вертикального смещения была, повидимому, очень невелика, о чем можно судить по положению террас, более молодых, чем карангатская и нововексинская.

В южном Закавказьи происходило общее поднятие области Мурсдагского и Шахдагского хребтов, также как и всей области Аджаро-Триалетин и Самхетин, где намечается выпучивание сводообразного типа. Судя по высотам речных террас, центральная часть этой большой области испытала в данную фазу орогенеза, настолько же значительное поднятие, как и в центральной части Кавказского хребта. В центральной части Закавказья, зажатой между поднятиями более южных его частей и Кавказского хребта, имело место относительное погружение Горийской и Мухранской равнин. Наконец, в южной части Закавказья формировались относительные погружения в среднем течении р. Аракс.

Во всех районах относительного погружения, как на северном склоне Кавказского хребта и в Предкавказьи, так и в Закавказьи, новые долины смогли врезаться только в аллювиальные отложения предыдущего цикла эрозии, в областях же поднятий долины врезаны глубоко в коренные породы.

На участках же интенсивных погружений, прилегающих к Курийскому, Терскому, Рионскому и Кубанскому морским заливам, а также в некоторых внутренних депрессиях (например, в Араксинской) образуются «пожницы», и более древние континентальные террасы уходят под более молодые отложения, частью тоже континентальные, частью же морские или озерные. Такое соотношение речных террас установлено в областях особенно значительных погружений внутри страны (Араксинская и Алазань—Агрычайская депрессии) и связано с подпрудивающим влиянием антиклинальных поднятий, поперечных к тальвегу древней долины.

Для Каспийского моря мы не располагаем точными данными о характере движений, имевших там место во время орогенической фазы начала хвалынского века. Можно лишь предполагать, что происходило главное прогибание его дна, не сопровождавшееся сбросовыми нарушениями значительной амплитуды. Иначе говоря, движения происходили здесь того же типа, как и во время более древних орогенических фаз мезокайноцена. Существенно иначе проявились движения в Черном море, для характеристики которых лучше всего привести несколько цитат из большой работы А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (16).

«Ракушечные пески и галечники этой (нововексинской) эпохи с

Monodacna и *Dreissensia*, которые могли образоваться только на очень малой глубине в пределах абразионной террасы, нередко встречаются в верхних частях континентального уступа и лишь в нижних частях последнего сменяются глубоководными глинами. Из этого следует, что верхняя часть современного континентального уступа в нововексенское время составляла еще часть абразионной террасы и еще до его окончания была опущена сбросами до своего современного уровня» (стр. 46). Анализируя такого рода явления, А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов приходят к выводу, что существовала посленововексенская эпоха образования сбросов в области континентального уступа, имевших своим следствием расширение северной части центральной впадины Черного моря.

«В эпоху образования ракушечных песков и галечников, которые подстилают слои с *Dreissensia* и *Monodacna*, поверхность абразионной террасы располагалась почти на уровне моря; поэтому величину опускания за время, протекшее с момента образования этих галечников и песков, приходится считать почти равной глубине, на которой располагается поверхность террасы в настоящий момент; для нижнего края ее мы получим цифры от 150 до 200 м, а близ Ялты даже до 400 м» (стр. 42).

В верхней части континентального склона «до изобаты 400 — 450 м., слои эти (с *Dreissensia rostriformis* и *Monodacna pontica*, т. е. нововексенские, Л. В.) представлены теми же глинами с *Dreissensia* и ракушечниками... Факт этот делает наличие крупных опусканий несомненным... Более убедительным является присутствие в рассматриваемых породах к западу от меридиана Алушты галек то мелких, то крупных... Близ Алушты на глубине 300 м под современными отложениями встречен был сплошной слой галечника» (стр. 43).

«Галечники, находимые нами теперь от 1000 до 1800 м, отлагались в тех же самых условиях, в которых отлагались ракушечные пески и галечники с *Dreissensia* верхней абразионной террасы или современные прибрежные галечники» (стр. 44). «Наконец, на меридиане середины Феодосийского залива галечники с толстостенными раковинами *Mytilus*, *Dreissensia ex gr. rostriformis* и *Didacna ex gr. crassa* встречены на глубине 900 м» (стр. 44). Отложения эти принадлежат, повидимому, древнеевексенским слоям.

«В отношении прикавказского и малоазийского участков континентального уступа, где и материала имеется гораздо меньше и где он был

обработан хуже, чем на севере, естественно, и доказательств сбросового происхождения уступа имеется меньше. Однако, и здесь неоднократно были встречены галечники на столь больших глубинах, что попасть туда они могли лишь вследствие очень крупных опусканий участков древней континентальной террасы. К таким фактам относится присутствие на ст. 364 по Дуабской линии промеров на глубине 1260 м галечников с евксинскими ископаемыми, причем некоторые гальки достигают 6 см в поперечнике. На той же почти глубине (1210 м) были встречены крупные гальки в верхнеевксинских отложениях и по линии промеров у устья р. Пшада» (стр. 45).

Допуская, что фауна новоевксинского типа могла существовать даже на глубинах до 300 м, А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов приходят к выводу, что и в этом случае общее опускание дна Черного моря за время после новоевксинской эпохи должно определяться в пределах многих сотен метров. Значительная часть этого опускания должна приходиться, повидимому, на грань новоевксинской и древнечерноморской эпох.

Таким образом, намечаются громадные амплитуды сбросовых смещений дна Черного моря в течение времени после новоевксинской эпохи, и, судя по карте в работе А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (16), зона этих опусканий имела ширину южнее Крыма до 20—40 км. Мы не знаем в точности, что происходило в это время в центральных областях моря, но можно предполагать, что там глубина мало менялась, т. е., что происходило только расширение глубоководной области в ее северной части.

«Доказанным также можно считать, что Черноморская впадина постепенно расширяется и углубляется, причем опускание дна сначала происходит без разрыва сплошности, а затем находит себе разрешение в очень крупных сбросах» (стр. 49).

Характерной особенностью движений, имевших место перед древнечерноморской эпохой в области Черного моря, было то, что они не вызвали закрытия проливов Босфора и Дарданелл. В связи с этим в первый момент после опусканий дна Черного моря, обусловивших увеличение объема его котловины, должно было произойти кратковременное понижение его уровня, сопровождавшееся, повидимому, полным осушением Азовского моря. Вслед за этим должно было произойти бурное вторжение соленой воды из Средиземного моря, имевшее своим следствием повышение уровня Черного моря и его осоложение.

Вместе с тем это имело своим следствием появление в Черном море новых форм средиземноморской фауны, которая в момент наиболее высокого стояния уровня достигла Маныча и проникла в Каспий (подобно тому, как это имело место и в более ранние эпохи), где на этот раз она уже смогла акклиматизироваться. Имеющиеся в настоящее время факты вполне доказывают, что при переходе от нововесинского бассейна к древнечерноморскому не было промежуточной фазы опреснения Черного моря, а было лишь скачкообразное повышение его солености.

2. Вулканизм

Предвалянская орогеническая фаза вызвала пробуждение вулканической деятельности. В Кавказском хребте крупные извержения происходили на Казбеке и Эльбрусе, конусы которых, более или менее эродированные, были подновлены и получили свою современную правильную форму, не несущую почти никаких следов воздействия эрозионных факторов (Л. А. Варданянц, 55). Излияния лав происходили также в долине р. Терек, где потоки их лежат местами на самых нижних террасах (В. И. Ренгартен, 255), а пеплы на террасе Моздока, высотой около 10 м (В. И. Громов, 93). В бассейне Малки громадный лавовый поток лежит на дне наиболее молодой долины (А. П. Герасимов, 76). В других местах Северного Кавказа мы не имеем надежных данных, могущих доказывать столь же молодой возраст вулканических извержений.

На южном склоне Кавказского хребта к числу молодых проявлений вулканизма нужно относить, повидимому, некоторые лавовые излияния в долине Льяхвы, а в Закавказьи—в районах Боржом, Ахалкалаки, в бассейне р. Храми, к югу от Тбилиси, в Ахмаганском хребте, вдоль южного побережья оз. Севан и у подножий Алагеза.

По своим масштабам, почти все эти проявления уступали тому, что имело место здесь в более ранние моменты четвертичного периода. Вероятно к этой, именно, фазе вулканизма нужно относить грандиозное излияние лав в бассейне р. Храми, где они покрыли площадь в сотни квадратных километров и спустились длинными языками в молодые долины (Е. Н. Паффенгольд, 205). Под этими лавами погребены стоянки с культурой мустье или даже ориньяка (Л. И. Маруашвили, 178). Поскольку эти культуры относятся к риссу или даже к рисс-вюрму, постольку излияние лав могло произойти не ранее конца рисс-вюрма, вероятнее же всего в вюрме.

Таким образом, здесь человек был свидетелем грандиозных проявлений вулканической деятельности, возраст которых в абсолютном летоисчислении нужно определять всего лишь немногими десятками тысяч лет. Не очень уступали этому некоторые излияния лав в Армении, в бассейне р. Занги и в Даралагезе, где мощные потоки лав покрыли громадные площади в долинах и спустились на нижние террасы, возраст которых должен определяться, вероятнее всего, как вюрмский или даже как более молодой.

3. Оледенение

Орогеническая фаза начала хвалынского века сопровождалась климатической депрессией, а в связи с этим также и оледенением. Для последнего можно довольно точно подсчитать депрессию снеговой границы, по сравнению с современным ее положением. В западной части Кавказского хребта современная снеговая граница лежит на отметках около 3000—3200 м, в центральной части—на отметках около 3400—3500 м, а в восточной части примерно на 3800 м (А. Л. Рейнгард, 226, 227). Депрессия снеговой границы в максимальную фазу вюрмского оледенения достигала 1100—1300 м, следовательно, эта граница располагалась на современных отметках около 2000 м в западной части хребта и 2600 м в восточной его части (А. Л. Рейнгард, 228, 232; Л. А. Вардамянц, 36, 40).

Оледенение это в Кавказском хребте было уже типично альпийским, т. е. развивалось в виде сетки долинных ледников. При этом в некоторых случаях ледники боковых долин, спускаясь в главную, не соединялись друг с другом и разделяли долину на изолированные участки, свободные ото льда, где формировались местные серии террас (Л. А. Вардамянц, 36, 40). Явление это вполне подобно тому, что имеет место еще и в настоящее время в ледниковых областях Каракорума и Гималаев (С. Wissler, 288, R. Finsterwalder, 286).

Полная картина динамики изменения вюрмских ледников известна сейчас только для Осетии и Дигории (А. Л. Рейнгард, 232; Л. А. Вардамянц, 36, 50), и с меньшей точностью можно дать ее для верховий Кубани и Теберды (А. Л. Рейнгард, 228). Для остальных же участков Кавказского хребта соответствующих исследований пока еще нет.

Основываясь на наиболее новых данных, можно заметить общую площадь, которая была занята ледниками в Кавказском хребте. Площадь

эта оказывается значительно меньшей, чем в эпоху предыдущего, ледникового оледенения. Укажем здесь предельные точки, достигнутые ледниками в некоторых главных долинах. Ардон, около Унала—900—950 м; Терек, около Балта (?)—800 м; Асса, близ Пуя—1170 м; Теберда—около 1000 м, Кусарчай—около 1580 м, и т. п. Таким образом, Кавказский хребет до современных отметок около 1300—1500 м был занят ледниковым покровом, а ледниковые языки спускались по долинам значительно ниже. Наибольшая длина ледников, считая от крайней точки их области питания и до конца языка, достигала 50—80 км, как например, на Ардоне, Тереке, Кубани, Баксане, Теберде и т. д. (А. Л. Рейнгард, В. П. Ренгартен, Л. А. Варданянц).

Для вюрмского оледенения, в отличие от предыдущих, уже установлены с полной ясностью стадии отступления, число которых было не менее двух, о последующих же стадиях судить невозможно, так как их следы стерты следующим, бюльским оледенением. Эти две стадии были установлены впервые для Кавказа Л. А. Варданянцем (34, 36, 40, 50) и характеризуются депрессией снеговой границы 900—1000 и 800—900 м, причем вторая стадия, повидимому, соответствует альпийской стадии аммерзее.

До последнего времени на Кавказе к вюрму, в качестве его стадии, относили и более молодую фазу оледенения, характеризующуюся депрессией снеговой границы около 600—700 м, и считали эту фазу эквивалентом альпийской стадии бюль. Сейчас мы считаем более правильным выделить эту фазу в качестве самостоятельного оледенения, бюльского, связанного со следующей, постхвалынской фазой орогенических движений. Соответствующие обоснования приведены ниже, в другой главе.

Очень значительная депрессия снеговой границы вюрмского оледенения, во много раз превосходящая максимально возможную амплитуду вздымания Кавказского хребта в начале хвалынского века, доказывает, что оледенение было следствием резкого изменения климатических условий, в силу изменения режима атмосферы, но никак не механическим следствием увеличения высоты гор.

При этом намечаются две возможных причинных зависимости. Во-первых, можно допускать, что орогеническая фаза, изменяющая соотношение суши и морей, нарушает также и установившийся режим атмосферы и стимулирует этим усиление ее циклонической деятельности. Исследование динамики летних снегопадов в горных областях (Л. А. Вар-

даний 49; Д. Святский, 261) показывает, что уже при трехкратном продолжительном усилении циклонической деятельности, по сравнению с современным ее состоянием, должно будет произойти понижение снеговой границы почти на 1000 м, а это должно будет привести к великому оледенению. Полная реальность этого подтверждается тем, что даже в современных, довольно устойчивых условиях, напряженность циклонической деятельности меняется с коэффициентом, равным 1,5—2. С этой точки зрения, оледенение может рассматриваться как обязательное следствие эрогенических процессов (Л. А. Варданыц, 41, 43, 49).

Во-вторых, можно допускать, что эрогенические фазы сопровождаются увеличением глубины океанов и понижением их уровня, подобно тому, как это установлено для внутренних морей, Черного и Басийского. В этом случае должно произойти общее опускание всех климатических зон атмосферы, привязанных к уровню океанов, а это равносильно общему снижению снеговой границы на величину, равную снижению уровня океана. Для последнего же сейчас уже не вызывают особых возражений цифры порядка нескольких сотен метров, и в стадии дискуссии находятся цифры порядка 1—2 километра.

В пользу того, что оледенение было следствием общих для Земли причин, говорит также и чрезвычайное сходство динамики изменения ледяного покрова и ступенчатого повышения снеговой границы в его стадиях для столь удаленных друг от друга областей, как Альпы, Кавказ и Алтай (Л. А. Варданыц, 40, 51).

В Закавказьи мы пока не располагаем достаточно детальными исследованиями следов древнего оледенения. Более или менее достоверно лишь то, что в максимальную фазу вюрмского оледенения ледники имели длину не более нескольких километров, и что покрыты ледниками были только небольшие площади водораздельных участков в наиболее высоких хребтах и наиболее высокие вершины (Б. Л. Личков, 168; Л. Н. Маруашвили, 174; Л. Н. Леонтьев, 161). По Б. Л. Личкову, древнее оледенение Алагеза, соответствующее, по видимому, максимальной фазе вюрма, занимало примерно такую же площадь, как современное оледенение Эльбурса. Это сравнение наглядно указывает, насколько в Закавказьи оледенение было менее значительным, чем в Кавказском хребте.

На нашей схематической карте показаны для Закавказья те максимальные площади, которые могли быть заняты вюрмскими ледниками. Мы считаем вполне правильной точку зрения Л. Н. Маруашвили, что в

Закавказьи, даже во время максимальной фазы вюрма, оледенение проявлялось лишь в виде небольших островов, но не в виде сплошного покрова. Одним из наиболее крупных ледниковых массивов был Алагезский, где ледники спускались до отметок около 2700 м, и где длина ледников достигала, может быть, 10—12 км.

6. ХВАЛЫНСКИЙ ВЕК

(Вюрм-бюль)

Регрессия моря, имевшая место в конце хазарского и в начале хвалынского века, сменилась в хвалынском веке новой трансгрессией как в Каспийском, так и в Черном море. При этом в Каспийском море эта трансгрессия была в северной его части наиболее значительной из всех послебакинских трансгрессий.

1. Бассейн Каспийского моря

В районе Апшеронского полуострова к хвалынскому веку можно отнести, по Д. В. Голубятникову (84, 85, 86), нижнюю серию террас, возвышающихся над уровнем Каспия на 8—34 м и дислоцированных очень слабо. Отложения террас, лежащие почти горизонтально, представлены конгломератами, галечником, битой ракушкой, песками, глинами и т. п., мощностью до 3—20 м. Фауна представлена здесь *Didacna trigonoides* Pall., *D. praetrigonoides* Nalivk., *D. pyramidata* Grimm., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *A. laeaviuscula* Eichw., *A. vitrea* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Micromelania caspia* Eichw., *Neritina liturata* Eichw., *Ninnia schultzei* Grimm. Как исключение встречаются: *Didacna crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm., *Dreissensia ponto-caspia* Andr., *Dr. polymorpha* Pall. отсутствует *Cardium edule* L.

В Гуринском заливе, в районе Мингечаури (г. Караджа), к хвалынскому веку относится терраса или серия сближенных террас, высотой 30—40 м (С. А. Ковалевский, 134; С. Н. Лукашевич, 171). Это доказывается тем, что в одной из террас г. Караджи, высотой в 30—35 м, присутствует типичный комплекс хвалынской фауны *Didacna trigonoides* Pall., *D. praetrigonoides* Nalivk., *D. cf. pyramidata* Grimm., *Monodacna cf. caspia* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. polymorpha* var. *fluvialis* Andr. и др. (С. И. Лукашевич, 171).

В восточной части Куринаского залива В. А. Приклонским (215) указываются отложения с хвалынской фауной около Аджикабульского озера, а также в южной части Муганской степи под уступом невысокой террасы, где в шурфе на глубине 1—2 м в песках, переходящих в галечники, встречена *Didacna trigonoides* Pall. Эта же форма встречена, по В. А. Приклонскому, к северу от кургана Чатал и в солончаках Шор-гель в северной части Мильской степи, притом на отметках, близких к нулю. Кроме того, отложения этого же возраста известны к югу от Алят до Сальян (А. Л. Рейнгард, 251). Западная граница распространения хвалынских морских отложений в Куринаском заливе остается неизвестной, так как скрыта под новейшими континентальными суглинками. Все же можно предполагать, что площадь этого залива в хвалынском реке была лишь немногим меньше, чем в бакинском, и что залив доходил до Мингечаури.

Мощность хвалынских отложений в Куринаском заливе наибольшая, повидимому, в районе Мильской степи, где хвалынская фауна (*Didacna trigonoides* и *D. praetrigonoides*) встречена в некоторых буровых скважинах на глубине до 80 м (В. А. Приклонский, 216). Вместе с тем в Сальянской степи мощность постплиоценовых отложений значительно меньше. Поэтому можно сделать вывод, что в хвалынском реке ось Куринаского прогиба проходила через Мингечаури в Мильскую степь и далее к юго-востоку несколько южнее устья р. Буры.

К северу от Апшеронского полуострова, в районе р. р. Сумгаит и Гильгипчай, к хвалынскому веку относится вторая терраса, высотой 25—28 м. В серо- и желто-бурых песках и в светлых глинах на этой террасе встречены *Didacna praetrigonoides* Nalivk., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. aff. ponto-caspia* Andr., *Dr. rostriformis* Desh., *Didacna protracta* Eichw. и др. (И. Ф. Пустовалов). Терраса эта местами дислоцирована в виде флексуры.

В пределах Гусарской наклонной равнины к хвалынскому веку относят (И. Ф. Пустовалов, 211) первую—Джебельскую террасу, возвышающуюся над уровнем рек на 5 м или немного более. Положение береговой линии моря здесь не установлено, но, повидимому, она лежала, примерно, на 30 м ниже, чем в предыдущую эпоху, т. е. на высоте около 20—40 м, причем море вдавалось сюда в виде залива. К северу Джебельская терраса увязывается с первой террасой, установленной В. Д. Голубятниковым (80—83) между Дербентом и Махачкала. Здесь эта терраса лежит обычно на 10 м выше современного уровня Каспия,

на местах, как например, к западу от Махачкала, она поднимается до 40 м. Сложена терраса, главным образом, конгломератом и детритусовыми известняками, содержащими *Didacna praetrigonoides* Nalivk., *D. protracta* Eichw., *Dreissensia rostriformis* var. *distincta* May, *Dr. polymorpha* Pall. и др.

В восточном Предкавказьи к хвалынскому возрасту относятся IV и V горизонты, по схеме В. В. Вебера и С. М. Ильинского (1922). Из них IV горизонт имеет мощность 10—20 м, а V горизонт — до 20—30 м. В Терекли—Мектеб и в других местах характерной фауной IV горизонта являются *Didacna praetrigonoides* Nalivk., *D. aff. parallella* Bog., также *Corbicula fluminalis* Müll., дрейсензии и др., т. е. бассейн был в этой его части довольно сильно преснечным. В V горизонте фауна представлена *Didacna trigonoides* Pall., *D. protracta* Eichw. Осадки представлены глинами, иногда известковистыми, или с гипсом, песками, порой глинистыми, супесями и т. п. К западу они переходят в континентальные суглинки, а к югу в аллювиальные отложения древнего Терека. К юго-востоку, на осевой линии Терского прогиба, в районе дельты Терека, мощность хвалынских отложений увеличивается и вместе с послехвалынскими достигает 80 — 100 м (по С. М. Ильинскому).

На Маныче (В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 1922) хвалынскими отложениями сложена третья терраса, возвышающаяся на 12—15 м над Манычем и достигающая отметок около 40 м. Ширина террасы более 10 км, т. е. это был очень широкий пролив. Осадки представлены глинами, супесями, суглинками, иногда диагонально-слоистыми. Фауна в них: *Didacna protracta* Eichw., *D. trigonoides* Pall., *Monodacna caspia* Eichw. и др. В западных частях Маныча вместе с этой фауной на той же террасе встречаются *Cardium edule* и другие черноморские формы *Nassa*, *Venus*, *Tapes*, *Cerithium*.

Границей распространения хвалынского моря на Северном Кавказе служит уступ восточного Предкавказья, отделяющий «высокую» степь от «низкой». Линия этого уступа тянется, примерно, от Дивного через Максимо—Кумское, Величаевское, несколько западнее Озет—Суат, восточнее Ачикулака и через Коя-сулу.

В настоящее время береговая линия хвалынского моря располагается на Кавказе на следующих отметках: Маныч—около +40 м; Предкавказье от +50 до +140 м; район Махачкала—Дербент от —15 до

+15 м; Кусарская равнина от +15 до +25 м; Ашгеропский полуостров от -17 до +20 м; район Мингечаури—около + 40 м; низовья р. р. Куры и Аракса около нуля.

2. Бассейн Черного моря

В Черном и Азовском морях с хвалынской трансгрессией Каспия совпадает во времени трансгрессия древнечерноморского моря. Это в достаточной степени доказывается материалами, представленными в работах К. И. Лисицына (165, 166) и В. В. Богачева (28). По этим материалам, на Западном Маныче на одной и той же террасе, возвышающейся у водораздела на 15 м над Манычем, лежат осадки с чисто хвалынской фауной на востоке (на водоразделе и к востоку от него), и со смешанной каспийско-черноморской фауной на западе. Важно при этом то, что типичная хвалынская форма *Didacna trigonoides* Pall. прослеживается непрерывно на всем протяжении до Азовского моря, где присутствует совместно с фауной «верхнего черноморского» горизонта, перекрывающего осадки с характерной фауной новоевксинской эпохи. Таким образом, нужно, повидимому, считать несомненным, что трансгрессия хвалынская и древнечерноморская были одновременны.

Древнечерноморское море, возникшее после новоевксинского, характеризуется, прежде всего, повышенной соленостью воды, даже в области современного Азовского моря. Береговая линия древнечерноморского бассейна в общем совпадает с современной, причем уровень его стоял лишь немного выше (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16). По фауне, отложения древнечерноморского моря могут быть подразделены на три горизонта. В нижнем наблюдается смешение форм новоевксинской и древнечерноморской фаун, из которых первая представлена большим количеством *Dreissensia* и *Micromelania* и сравнительно немногим *Monodacna*. Из представителей черноморской фауны наиболее распространены *Hydrobia ventrosa*, *Cardium edule* и *Mytilus*, менее распространены *Syndesmya ovata*, *Mytilaster lineatus* и изредка встречается *Cardium exiguum* и *Odostomia rissoiformis*. Даже в пределах этого горизонта фауна меняется при переходе от нижних слоев к верхним, причем количество новоевксинских видов уменьшается, а черноморских—увеличивается. Фауна среднего горизонта характеризуется широким развитием *Mytilus galloprovincialis*, *Hydrobia ventrosa*, *Syndesmya ovata*, *Mactra subtruncata*, *Cardium exiguum*, *C.*

edule и *Cilichnina variabilis*. Наконец, фауна третьего (верхнего) горизонта характеризуется уменьшением роли видов, присутствующих в среднем горизонте, и появлением видов, характеризующих современные условия бассейна.

«Соленость древнечерноморского бассейна в начале его существования... была значительно меньше современной и в дальнейшем постепенно увеличивалась» (А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов, 16, стр. 124).

В Азовском море к древнечерноморской эпохе нужно относить отложения второй трансгрессии с *Cardium edule*, установленной в Таганрогском заливе под современными осадками, не содержащими *Cardium edule* (К. И. Лисицын, 164). Эту фазу Азовского моря К. И. Лисицын характеризует следующим образом: «Новейшее осолонение моря, но не достигающее осолонения (3). Осадки с *Cardium edule* в Таганрогском заливе». Осолонение (3), по К. И. Лисицыну, соответствует Карапгатской эпохе. Отложения древнечерноморского моря в северо-восточной части Азовского моря представлены илами, заполняющими резко очерченные котловины. «Обилие *Cardium edule*, *Nassa reticulata* указывает, что недавно залив был более осолонен, а сейчас несколько опреснился, так как живых *Cardium edule* не содержит... в Мариуполе под современным илом залегают ракушечники, богатые *Mytilus galloprovincialis* и другими неживущими здесь теперь формами» (К. И. Лисицын, 164, стр. 129).

Разрезы, описанные К. И. Лисицыным для Таганрогского залива, вполне сходны с разрезами осадков дна Керченского пролива (Н. И. Андрусов, 5, 7, 12), поэтому приведенное выше сопоставление верхнего горизонта (с *Cardium edule*) с отложениями древнечерноморского бассейна можно считать вполне обоснованным. Вместе с тем нужно признать, что древнечерноморское море заполняло также и котловину Азовского моря.

Вдоль восточного побережья Азовского моря новейшие отложения с *Cardium edule* описаны П. А. Православлевым (208) на большом протяжении в районе Ейска и Приморско-Ахтарска. Даже учитывая критические замечания И. М. Губкина и М. И. Варенцова (96), а также А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (15, 16), мы все же должны будем признать факт большого развития ракушечников с *Cardium edule* в этой части Азовского моря, местами выходящих за пределы его современных границ.

Поскольку при этом не упоминаются формы, характерные для ка-

рангатовской эпохи, постольку нужно признать, что эти отложения с *Cardium edule* относятся именно к древнечерноморской эпохе. Это дает право признать, что данная часть Азовского моря, до Таганрога на севере, испытала после древнечерноморской эпохи небольшое поднятие, подобно Таманскому полуострову, более же южная часть Азовского побережья, занятая Кубанскими плавнями, была несколько погружена, и море вдавалось в сушу мелководным заливом.

В хвалынском веке в последний раз осуществляется соединение Черного и Каспийского морей, а именно, в конце фазы трансгрессии, притом на Маныче. В этот момент некоторые черноморские формы переселяются в Каспий, но из них акклиматизировался там, видимо, только *Cardium edule*. Во время послехвалынской регрессии он уходит в более южные районы Каспия, где размножается, и затем, во время послехвалынской трансгрессии, распространяется сразу по всему побережью.

3. Континентальные образования и рельеф в хвалынское время

Перейдем к рассмотрению того, что происходило в хвалынском веке на суше. Повсюду, как следствие новых поднятий, формируются новые террасы, врезаемые в днища долин предыдущего цикла эрозии. На Северном Кавказе в центральной части Ставропольской возвышенности, как местами и в Терском и Сунженском хребтах, реки врезают свои новые долины в коренных породах, на участках же относительных погружений, как например, в Кубанском и Терском прогибах и на Нальчикской, Владикавказской и т. п. равнинах, реки смогли врезаться только в хазарские суглинки, не достигнув даже ниже лежащих хазарских же галечников.

На Калаусе мы относим к хвалынскому веку (к вьюму) третью террасу, высотой в 18—20 м в среднем течении реки и до 30 м в ее верховьях. Возможно, что и вторая терраса Калауса, высотой до 14 м, относится еще к хвалынскому веку. Н. В. Думитрашко и А. Г. Каманин (109) относят более высокую из этих террас также к вьюму. Очень вероятно, что эта терраса составляет одно целое с хвалынской (15-метровой) террасой Маныча.

В бассейне Кубани к хвалынскому веку (к вьюму) следует относить нижнюю террасу Краснодара, высотой не более 10 м, врезаемую в суглинки хазара, слагающие водораздел севернее города. Эта терраса прослеживается непрерывно до верховий реки. Около Кавказской в ее

галечниках найден *Elephas primigenius* (В. И. Громов, 95). Около Армавира высота террасы 15 м (Г. Ф. Мирчинк, 184), а в районе Батпапинска высота ее, повидимому, уже 32 м (А. Л. Рейнгард, 229, 239, 297; Г. Ф. Мирчинк, 184). В последних работах А. Л. Рейнгард относит здесь к вюрму также и террасу высотой в 45 м. Выше по течению высота террасы несколько повышается, а близ сел. Нижне-Тербердинского терраса увязывается с конечной мореной, которую А. Л. Рейнгард и Г. Ф. Мирчинк склонны считать мореной максимальной фазы вюрма.

На р. Белой, где террасы изучены только в зоне предгорий, к хвалынскому веку нужно относить, повидимому, террасу, высотой около Майкопа в 17 м, а около Даховской до 30 м. А. П. Москвитин (192) относит эту террасу также к вюрму, т. е., по нашей схеме, к хвалынскому веку. В районе Пятигорска к хвалыну (к вюрму) относится терраса, имеющая высоту над Подкумком до 18—20 м (А. П. Герасимов, 75, 77; А. Л. Рейнгард, 240, 297; Н. И. Николаев, 194), в отложениях которой найден *Elephas primigenius*.

По Тереку, в районе Моздока, к хвалыну относится верхняя надпойменная терраса, высотой до 8—10 м и до 15 м, покрытая галечниками (верхний теречный горизонт, по М. М. Жукову, 116), на которые налегают делювиальные суглинки небольшой мощности. В галечниках имеется прослой вулканического пепла (В. И. Громов, 93). Вверх по течению эта терраса прослеживается в район Нальчикско-Баксанской равнины, где терраса, при высоте ее в 15—18 м, врезана в мощные суглинки хазарского яруса. В горной части долины эта терраса приводит к конечным моренам последнего (вюрмского) оледенения, причем высота террасы в горах увеличивается на Баксане до 53—64 м, а на Черке до 35 м (А. Л. Рейнгард, 297 и др.).

На Владикавказской равнине к хвалынскому веку нужно относить широко развитую террасу, высотой порядка 10—15 м, на которой расположен и город Дзауджикау (Владикавказ). Выше по Тереку, в районе сел. Чми и ст. Ларс, хвалынскому веку должна соответствовать, повидимому, терраса, высотой около 45 м (по В. П. Репартену, 255, эта терраса является, повидимому, стадияльной вюрмской), довольно хорошо увязывающаяся с ранними положениями вюрмского ледника.

В долине Ассы к хвалыну (вюрму) нужно относить террасу, высотой в горной части в 32, а выше по течению и до 48 м, увязывающуюся с конечной мореной максимальной фазы вюрма (В. П. Репартен,

252). По Аргуну, при его выходе на равнину, имеется терраса, высотой 20 м (Н. А. Кудрявцев, 146), продолжением которой в горной области может быть терраса, высотой около Шатоя до 40—45 м, а у Башинкале до 55—60 м (В. М. Пац).

В бассейне Сулака можно было бы считать хвалынской террасу в Хадумском ущелье высотой до 20 м, а в горах до 45—50 м, или даже до 70 м (Д. В. Дробышев, 106, 107). Такой же высоты, от 60 до 70 м, террасы описаны и в верховьях Аварского Койсу (В. М. Пац), а по Андийскому Койсу несколько ниже, в 35—50 м (В. Л. Годубятников, Н. И. Цибовский и И. Д. Филимонов).

На Бусарской равнине к хвалынскому веку относят нижнюю (Джебельскую) террасу, высотой над рекой в 5—7 м, приводящую около сел. Лезе к конечной морене, определяемой как максимальная фаза вюрма (И. Ф. Пустовалов, 221; А. Л. Рейнгард, 234).

Таким образом, по всему Северному Кавказу устанавливается вероятность хвалынского (вюрмского) возраста тех террас, высота которых на равнинах не превышает 10—15 м, а в горах достигает 40—50 м и несколько даже превышает эту цифру. В ряде долин удалось проследить террасу от равнины до конечных морен, которые, по их облику, по местоположению и по депрессии снеговой границы соответствующего ледника должны принадлежать максимальной фазе вюрмского оледенения.

В литературе уже высказывалось предположение, что Терек протекал раньше (во всяком случае, после отлеживания хазарских суглинков) не на Эльхотово, но на Назрань, и что он повернул к северо-западу лишь недавно, после того, как его конус выносов увеличился и достиг северного склона Сунженского хребта (А. Л. Рейнгард, 299 и др.). Это предположение, повидимому, не вполне отвечает действительности. Дело в том, что отметки в Назрановском проходе значительно выше, чем в Эльхотовском, и разработан он гораздо слабее, в противоположность Эльхотовскому проходу, представляющему очень широкую долину. Кроме того, увеличение конуса выносов Терека не только не стимулирует его переброс к Ардону, но, наоборот, создает предпосылку для перехвата Терека Сунжой. Последнее неизбежно должно будет произойти, если ему не помешает вмешательство человека. Что же касается предположения А. Л. Рейнгарда, что долина Терека пролегла еще раньше прямо к северу, через Ачалуки притом по хазарским суглинкам, то с этим можно согласиться, но с оговоркой, что долина эта существовала лишь в са-

мом конце хазарского века, до нового воздымания Терского и Сунженского хребтов в начале хвалынского века.

На Черноморском склоне Кавказского хребта речные террасы почти не изучены и не увязаны с морскими, поэтому здесь пока еще невозможно установить даже приблизительно, которая из террас могла бы относиться к хвалынскому (древнечерноморскому) веку. Вдоль же южного склона восточной части Кавказского хребта происходило заполнение Алазани—Агрычайской депрессии аллювиальными, пролювиальными и т. п. отложениями. Террасы хвалынского века можно было бы искать здесь, повидимому, только вдоль южного края депрессии, по северному склону Кахетинского хребта, в остальной же части депрессии хвалынского возраста отложения, вероятнее всего, погребены под послехвалынскими.

В пределах Курийской равнины в качестве опорной точки для определения возраста террас можно принять г. Бараджа, где имеется терраса, высотой около 40 м (С. А. Ковалевский, 134), и здесь же С. И. Лукашевич (171) указывает террасу с относительной высотой 30—35 м, сложенную песками, содержащими хвалынскую фауну: *Didacna praetrigonoides* Nalivk. et Anis., *D. trigonoides* Pall., *D. cf. pyramidata* Grimm., *Monodacna cf. caspia* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Dr. polymorpha* var. *fluviatilis* Andr. и др. Не вполне ясно, имеем ли мы здесь одну или две террасы, так как С. А. Ковалевский (134) указывает высоту террасы до 40 м. Во всяком случае, это одна серия сближенных террас. Повидимому, хвалынскими должны быть террасы, высотой около 25 м по Геокчаю и по Туриачаю, описанные В. В. Вебером (60), и терраса, с относительной высотой около 30 м, у выхода р. Тертер на равнину, описанная В. А. Приклонским (216).

По материалам, изложенным в работе К. Н. Наффенгельна (205 и др.) и основанным в значительной степени на исследованиях М. Д. Гаврилова в долине р. Куры, равнина между Кировабадом и р. Тертером и к юго-востоку от этой реки представлена широко развитой террасой, возвышающейся над Курой и Тертером на 30—50 м. Ниже по течению эта терраса увязывается в районе Мингечаури с морской хвалынской террасой, имеющей здесь относительную высоту около 35 м (С. И. Лукашевич, 171). Вверх по Куре эта терраса прослеживается до Акстафы и, повидимому, далее к западу, причем высота ее наименьшая в районе Кировабада и увеличивается отсюда к западу и к востоку. По-

этому здесь нужно предполагать место наибольшего прогиба послехвалынского времени.

Таким образом, намечается вюрмский (хвалынский) возраст нижней серии террас, возвышающихся над Курой между Тбилиси и Мингечаури на 35—40 м, а местами на 25—30 м. Соотношение хвалынской и более древних террас на этом участке показывает вполне ясно, что в предхвалынское время местность эта испытала очень значительное синклинальное прогибание, в связи с чем на периферии этого прогиба древние террасы погружаются под хвалынскую. Ось этой синклинали протягивается от Мингечаури до низовьев р. Храми, где также намечается прогибание более древних террас (А. Л. Рейнгард, 251).

Хвалынской должна быть терраса около Акстафы, высотой 22—30 м, в районе Тбилиси и Мцхета—высотой 25—40 м и около Гори—высотой 25—30 м (А. Л. Рейнгард, 251). Хвалынский (вюрмский) возраст намечается для террасы, высотой до 40 м около ст. Налбанд (р. Памбак, в верховьях р. Дебед), где в отложениях этой террасы найден *Elephas primigenius* (К. Н. Паффенгольц, 202, 205, и др.).

Продолжая это сопоставление по долине Арагвы, мы должны, были бы отнести к хвалынскому веку террасу, имеющую около Душета высоту в 25—30 м, а выше по течению, в горной части, до 50—60 м. Эту террасу Арагвы В. П. Ренгартен (255) относит также к вюрму. Здесь, на Арагве, мы получаем как будто бы увязку с северным склоном Кавказского хребта, а именно, и на северном и на южном его склонах хвалынского возраста террасы оказываются имеющими одинаковые высоты: порядка 25 м в предгорьях и до 40—60 м в горной области. Это до некоторой степени подтверждает наше предположение о хвалынском возрасте террас бассейна р. Куры, имеющих высоту в пределах 25—40 м. Вместе с тем это показывает, что г. Караджа действительно могла бы быть реперной точкой при исследовании возраста террас долины р. Куры.

В Армении к хвалынскому веку (к вюрму) относят одну из нижних террас, покрытых лавами типа Д или Е (К. Н. Паффенгольц, 198). Не, здесь террасы совершенно не прослеживались, и даже высота их не установлена с нужной точностью, между тем в этой области в развитии террас чрезвычайно важную роль должно было играть наличие местных базисов эрозии.

В качестве таковых можно указать, например, поперечные к antecedентной долине р. Аракс молодые поднятия в Ордубадском и Джуль-

финском районах, где выше этих поднятий должно было происходить, в силу запруживания, мощное накопление аллювиальных и т. п. отложений. Подобное же явление было уже отмечено выше для района Минге-чаури на р. Куре. В Армении это явление подпруживания речных долин проявлялось, конечно, и до хвалынского века (в хазаре и, тем более, в баку), но соответствующие денудационные поверхности, представленные сейчас древними террасами, подняты над гальвегами молодых долин на многие десятки и даже на сотни метров. Поэтому увеличение мощности террасовых отложений, в силу подпруживания, на два—три десятка метров не вызывает очень грубых ошибок при сопоставлении террас по их высотам.

Для молодых же террас, у которых высота примерно та же, что и дополнительная мощность накоплений, становится уже совершенно невозможным сопоставление террас по их высотам и по т. п. признакам. В таких случаях единственно надежным методом является только непосредственное прослеживание террас, но в этом случае нужно считаться с тем, что терраса одного и того же возраста, проходя через подпруживающий барьер, будет резко (скачкообразно) менять как относительную, так и абсолютную высоту, переходя с одного участка на другой. При недостаточно детальном исследовании, это обстоятельство будет приводить к грубым ошибкам или к мало обоснованным решениям, примеры которых известны из практики исследований на Северном Кавказе, даже в гораздо более простых геоморфологических условиях.

В. ГОЛОЦЕН

Хвалынский век сменился на Кавказе и в Поволжье послехвалыньским, который М. М. Жуков (118) выделяет в качестве самостоятельного. По его схеме четырехступенного деления ярусов, современный нам момент соответствует, примерно, средней части послехвалынского цикла, т. е. можно считать, что уже закончились фаза движений и регрессии и фаза последующей трансгрессии.

а. ПОСЛЕХВАЛЫНСКАЯ ОРОГЕНИЧЕСКАЯ ФАЗА

(Бюль и его стэдин)

1. Тектонические движения

В начале послехвалынского века, как и в предыдущих хвалыньском, хазарском и бакинском веках, имели место значительные движе-

ния земной коры—поднятия в области Кавказа и опускания в областях Черного и Каспийского морей. Для Каспийского моря М. М. Жуков (118) оценивает опускание уровня в 25 м по отношению к современному его уровню, основываясь при этом на следах затопленных русел рек, впадающих в Каспий на севере. Столь значительное опускание уровня Каспийского моря было связано, безусловно, с опусканием его дна и с увеличением объема его котловины.

Для Черного моря также имеется ряд данных, показывающих, что после древнечерноморской эпохи имело место значительное опускание уровня моря, оцениваемое в пределах около 25 и до 40 м. Это явление описано для района Сухуми и Сочи А. Л. Козловым (135, 136), определяющим здесь амплитуду опускания уровня моря до 20—40 м. Для района Туапсе опускание уровня моря до отметок—40 м указывается О. С. Вяловым (64). Здесь же это было еще раньше отмечено В. П. Рейнгартеном (253), указывающим положение коренного русла рек на отметках не выше—14 м. Ряд фактов такого же рода указывает и В. Н. Петропавловский (206), а именно, около Туапсе, Сочи, Адлера, где глубина коренного русла рек лежит на отметке около—23 м.

В районе Батуми залегание аллювиальных отложений р. Супсы ниже уровня моря отмечено С. Н. Михайловским (190, 191), но без указания размеров опускания уровня моря. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (16) указывают, что абразионная терраса опустилась в районе Крымского полуострова на 100 м в эпоху отложения современных черноморских осадков. Можно указать еще на ингрессионный характер некоторых участков черноморского побережья (лиманы Азовского моря и Таманского полуострова, бухты Новороссийска и Геленджика и т. п.), отмечаемый почти всеми исследователями.

Суммируя все это, нужно сделать единственно возможный вывод, что после древнечерноморской эпохи в Черном море имело место опускание его уровня не менее, чем на 25—30 м, т. е. уровень моря стоял на уровне порога Босфора (либо даже ниже, если учесть возможное поднятие и самого Босфорского порога), и Черное море на некоторое время превратилось в изолированное озеро—море. Азовское же море в этот момент было, повидному, полностью осушено и дрепировалось р. Доном, впадая непосредственно в Черное море южнее Керченского пролива.

Столь значительное снижение уровня Черного моря должно было привести неизбежно к значительному же опреснению его поверхностных слоев, показателем чего является резкая смена фауны в северных

участках бассейна, например, в Азовском море. В дальнейшем бассейн пополнился частично за счет воды Средиземного моря, но влияние этого притока распространилось пока только до Керченского пролива. Вместе с тем нужно признать, что в эпоху этого опускания уровня Черного моря Босфорский пролив практически был закрыт для доступа вод из Средиземного моря, так как иначе произошло бы вторжение соленой воды и еще большее осолонение, по сравнению с древнечерноморским бассейном.

В эпоху этих движений, обусловивших понижение уровня обоих морских бассейнов, примыкающих к Кавказу, в пределах самого Кавказа происходили новые поднятия горных областей, совершавшиеся в общем по старому плану. Амплитуда этих движений точно не установлена, но надо думать, что она достигала многих десятков метров. Судить о масштабе этих поднятий нужно, в данном случае, не только по разности высот террас, которая, как правило, не превышает на равнинах и в предгорьях 10—15 м, а в горных районах— 20—30 м, но, главным образом, по положению древних русел, погребенных под новейшими аллювиальными отложениями. Иначе говоря, мы имеем здесь маскировку поднятия последующим опусканием горных областей.

Наличие такого явления доказывается чрезвычайно большой мощностью галечниковых накоплений в некоторых долинах. Например, по Кубани, около сел. Коста Хетагурова (бывш. Георгие-Осетинское) на послехвалынской террасе одна из буровых прошла свыше 60 м не галечнику и не дошла до его подошвы, между тем как сама терраса сложена в основании, на высоту до 15—18 м, породами угленосной свиты юры, покрытыми галечником и суглинками общей мощностью всего в несколько метров. Характерно здесь и то, что сейчас р. Кубань протекает в неглубоком каньоне в закрепленных меандрах, врезаемых в указанную террасу.

Глубокое залегание галечников установлено также на Тереке (В. П. Ренгартен, 255). Далее, на Сулаке в Хадумском ущелье разведочные работы на месте проектировавшейся плотины показали, что мощность галечников превышает 30—40 м. Поскольку все эти факты относятся к горной области, постольку приходится сделать вывод, что имело место вначале поднятие страны и понижение базиса эрозии, сопровождавшееся врезанием ущелий и долин на глубину в десятки метров, а затем произошло опускание горной области при одновременном

повышении базиса эрозии, в связи с чем реки надстроили свои русла, заполнив долины аллювиальными отложениями.

2. Вулканизм

Во время послехвалынской фазы движений земной коры произошло новое пробуждение вулканической деятельности в тех же примерно районах, что и в начале хвалынского века. В Закавказьи об этом свидетельствуют потоки лав на самых нижних террасах. Кроме того, на одной из самых низких террас низовьев р. Тертер, относящейся, безусловно, к послехвалынскому веку, установлено наличие вулканических пензлов (В. А. Приклонский, 216). В Кавказском же хребте трудно установить те или иные центры вулканической деятельности этого возраста, так как стадиальные террасы вюрма и бюля изучены еще недостаточно полно. С большой степенью вероятности можно допускать, что извержения происходили в районе Казбека, а может быть и Эльбурса. В пользу этого говорят пензлы в отложениях первой надвойменной террасы Пятигорска (В. И. Громов, 93).

3. Оледенение

Послехвалынская фаза движений сопровождалась, как и предыдущие, климатической депрессией и в связи с этим оледенением. Последнее в максимальную его фазу характеризовалось депрессией снеговой границы до 600—700 м. До сих пор оно рассматривалось всеми исследователями (А. Л. Рейнгард, 232, и др.; Л. А. Варданянц, 36, 40, 50 и др.) как Зарамагская—Даргавская стадия вюрма и сопоставлялось с бюльской стадией Альп. В настоящее время мы считаем целесообразным выделить бюльскую стадию в качестве максимальной фазы самостоятельного оледенения (см. ниже).

Бюльское оледенение, как и вюрмское, имело, кроме максимальной фазы, несколько стадий отступления, которые характеризуются депрессией снеговой границы, примерно в 400, в 200, в 100—120 и в 75 м. Из этих стадий две первые обычно сопоставляются с альпийскими гшнитской и даунской стадиями. Стадию с депрессией в 100—120 м. Л. А. Варданянц (36, 40) сопоставляет с альпийской стадией эггесен, а стадию с депрессией в 75 м он относит к эпохе XVII—XIX столетий нашей эры и связывает с последней климатической депрессией.

Динамика отступления (сокращения) бюльских ледников изучена

детальнее на Кавказе пока только в Осетии и Дигории, и она в точности совпадает с динамикой отступления ледников последнего оледенения как в Альпах, так и на Алтае (Л. А. Варданянц, 40, 50, 51). По взаимоотношению с историей человечества, Л. А. Варданянц, (36, 40) называет первую стадию бюля и его максимальную фазу, имевшие место, примерно, 10—15 и 20—25 тысяч лет назад, доисторическими состояниями ледников. Вторую стадию, с депрессией в 200 м, определяемую как даунская стадия Альп, Л. А. Варданянц называет эоисторической, полагая, что она могла иметь место 5—7 тысяч лет назад, т. е. на заре документально зафиксированной истории человечества. Стадия с депрессией снеговой границы в 100—120 м могла иметь место, примерно, 2—3 тысячи лет назад, т. е. на грани бронзового и железного века, и Л. А. Варданянц называет ее стадией исторического времени, также как и последнюю стадию, относящуюся уже к современной эпохе.

В пользу выделения бюльской стадии вюрма в качестве самостоятельного оледенения говорит резкое различие в состоянии морен, с одной стороны, добюльских, а с другой—морен бюльской серии. Морены более древние, чем бюль, выражены плохо, сильно разрушены и в значительной степени утратили свою характерную форму, между тем как морены бюльской серии всегда имеют свежий вид и четкую, характерную форму, особенно конечные морены, всегда имеющие форму полумесяца. Таким образом, между образованием морен вюрмской и бюльской серий имел место довольно продолжительный этап инвезирующего действия эрозии, который с полным правом можно синхронизировать с конечным этапом хвалынского века и с моментом послехвалыньских поднятий и усиления эрозии.

6. ПОСЛЕХВАЛЫНСКИЙ ВЕК

1. Бассейн Каспийского моря

Послехвалыньскому веку в Каспийском море соответствует последняя его крупная трансгрессия, характеризующаяся наличием в составе фауны *Cardium medul* L., не встречающейся в Каспии нигде в более древних отложениях. На Апшеронском полуострове отложения послехвалыньской трансгрессии описаны Д. В. Голубятниковым (84—86) как современные. Наибольшая высота, которой они здесь достигают, определяется в 9—14 м над Каспием. Морская терраса этого возраста ясно выражена почти по всему Кавказскому побережью Каспийского моря. В соста-

ве фауны послехвалынской трансгрессии отмечается также ряд форм, обычных для хвалынских отложений.

В Талыше послехвалынская терраса, местами очень широкая, прослеживается по всему побережью. Сложена она слоистым песчано-гравийным и галечниковым материалом, содержащим обильную фауну: *Cardium edule* L., *Didacna trigonoides* Pall., *Dreissensia polymorpha* Pall., и др. (Ш. Ф. Мехтиев, 1933).

В области Куринской низменности отложения с *Cardium edule* L. были встречены у сел. Михайловка, в 20 км к северо-востоку от Белясу-вара (В. А. Приклонский, 1916), а также в урочище Ширп-кум, в обоих случаях на отметках ниже нулевой изогинсы. Таким образом, послехвалынская трансгрессия с *Cardium edule* L. занимала в Куринском заливе площадь несколько меньшую, чем хвалынская.

Вместе с тем, послехвалынские отложения встречены в восточном Закавказьи местами на довольно высоких отметках. Так, в районе Сальян и в низовьях р. Куры (В. В. Богачев, 1922, 1923; В. А. Приклонский, 1916) отложения с *Cardium edule* L. обнаружены на Бабазане на 66 м выше уровня Каспия, на мысе Вяндован на 90 м над Каспием, на Боз-даге на 12 м выше уровня Каспия. Следовательно здесь существовали небольшие острова: Кюров-даг, Бабазанан и др.

Если во всех этих местах отложения с *Cardium edule* находятся в первичном залегании, то мы имеем здесь доказательство интенсивных движений, с амплитудой местами свыше 100 м, происходивших в виде небольших брахиантиклинальных выпучиваний в послехвалынском веке, т. е., повидимому, не более, чем 10—15 тысяч лет назад, поскольку момент послехвалынской орогенической фазы, сопоставляемый с бюльской фазой оледенения, имел место около 20—25 тысяч лет назад, а трансгрессия с *Cardium edule* наступила еще позже.

Мощность послехвалынских отложений в Куринском заливе точно не определена. По материалам некоторых буровых скважин (В. А. Приклонский, 1916) мощность лишь новейших аллювиальных отложений может достигать здесь 10—15 м, а общая мощность хвалынских и послехвалынских отложений должна измеряться многими десятками метров, так как еще на глубине до 80 м в Мильской степи встречена в скважинах фауна, характерная для хвалынского яруса: *Didacna trigonoides* Pall., *D. praetrigonoides* Nalivk.

К северу от Апшеронского полуострова, до Махачкала и далее в области Предкавказья, прослеживается полоса морских отложений, воз-

вышающаяся над современным уровнем Каспия лишь на несколько метров и не заливающаяся сейчас морем. В этих отложениях повсюду присутствует *Cardium edule* L., никогда не встречающийся здесь на более высоких террасах. Полоса эта достигает значительной ширины только на Кусарской равнине и в восточном Предкавказьи. По В. Д. Голубятникову (80—82) и И. Ф. Пустовалову (221), между Апшеронским полуостровом и Махачкала полоса послехвалыньских отложений возвышается над уровнем Каспия лишь на несколько метров, но местами (ст. Яшма) терраса дислоцирована и имеет высоту до 10 м.

В пределах Прикаспийской низменности Восточного Предкавказья граница послехвалыньской трансгрессии с *Cardium edule* L. отмечается довольно точно и в общем совпадает с изогинсой —20 до —22 м, поскольку и в северной части Каспия, по М. М. Жукову (118), эта трансгрессия не поднималась выше, чем на 3—4 м над современным уровнем Каспия. Но в Предкавказьи местами, как например, к северо-востоку от возвышенности Терского хребта, береговая линия послехвалыньской трансгрессии может лежать и на несколько более высоких отметках, как следствие небольших местных поднятий.

На Маныче к послехвалыньскому веку принадлежат отложения нижних террас (первой и второй), сложенных супесями, глинами и супесями с каспийскими *Didacna* и местами с *Cardium edule* (В. В. Вебер и С. М. Ильинский, 292). Ширина этих террас до 2 км, а высота до 1—2 м, т. е. береговая линия располагалась на уровне современных отметок около +24 м, значительно выше, чем в других местах Предкавказья.

Объяснять это можно двояко. Либо каспийская фауна существовала здесь в лиманных и озерных условиях и проникала по рекам, либо же здесь, в районе Маныча и Ергеней, имели место даже в самое новейшее время существенные поднятия, с амплитудой до 20—25 м. Это вполне соответствует тому, что имеет место и в низовьях р. Куры в районе Сальян, где также замечаются местные поднятия (брахиантиклинального типа и мелкие купола) после отложения осадков с *Cardium edule* (см. выше), притом с еще большей амплитудой. Наибольшая мощность послехвалыньских отложений на Северном Кавказе приурочена, повидимому, также к низовьям р. Терек (район Кизляра), где мы имеем наибольшие мощности отложений для всех ярусов постплицена и для верхнего плицена.

2. Бассейн Черного моря

В Черноморско-Азовском бассейне к послехвалынскому веку мы относим последнюю трансгрессию, имевшую место после последнего значительного опускания его уровня. А. Д. Архангельский и Н. М. Страхов (16) выделяют отложения этой эпохи как осадки современного моря, состав фауны в котором для Черного моря очень близок к составу фауны древнечерноморского бассейна. В Азовском же море состав фауны последней трансгрессии существенно иной, в частности, здесь не живут сейчас *Cardium edule*, *Nassa* и др. (К. П. Лисицын, 164, 166; В. Б. Богачев, 20, 28). Списка фауны мы не приводим, так как он был бы очень длинным и во многом повторял бы списки фауны древнечерноморского бассейна.

Береговая линия максимальной фазы последней трансгрессии Черноморско-Азовского бассейна располагалась несколько выше, чем современная. Об этом можно судить по наличию отложений с современной фауной на отметках до $+5$ — $+6$ м (А. Л. Козлов, 135; С. П. Михайловский, 191 и др.). Кроме того, А. Л. Козлов (136) приводит материалы, доказывающие, что в эпоху бронзового века, т. е. 3—4 тысячи лет назад, уровень моря был немного выше современного. Вполне вероятно, что во время максимума послехвалынской трансгрессии уровень моря не был неподвижным, но колебался в пределах нескольких метров. Одно из таких колебаний совпало, очевидно, с бронзовым веком. Аналогичные колебания и даже с несколько большими амплитудами, отмечены для последних тысячелетий и для Каспия.

В послехвалынском веке Черноморско-Азовский и Каспийский бассейны были все время разобщены, как следствие поднятий, происшедших в районе Маньча и Ергеней.

3. Континентальные образования и рельеф в послехвалынское время

Характер процессов, протекавших в послехвалынское время на суше, ясен уже из предыдущего описания. Именно, вначале, при низком стоянии уровня обоих морских бассейнов, происходило врезание глубоких долин и ущелий, которые затем заполнились аллювиальными и т. п. отложениями, слагающими верхнюю террасу нижней (бюльской) серии. Относительная высота этой террасы в горных районах не превышает 20—25 м, а в предгорьях и на равнинах она не достигает даже и 5—10 м.

Повсюду, где были проведены детальные наблюдения, устанавливается чрезвычайно четкая форма этой террасы (как и более низких), имеющей почти идеально плоскую поверхность, крутой—почти вертикальный откос и резко очерченную бровку. Ширина этой террасы порой очень значительна, и во многих долинах селения расположены именно на этой террасе. В качестве примера можно указать террасу р. Кубани, на которой расположено сел. Коста Хетагурова (Георгие-Осетинское), далее, Гергебильскую террасу р. Кара-койсу и т. д.

К этой же категории террас нужно отнести и «плоскую» (т. е., по видимому, очень хорошо выраженную) террасу района г. Караджа на р. Куре в Закавказьи. Эта терраса имеет, по С. П. Луканевичу (171), высоту над Курой в 20—23 м и вместе с тем она значительно ниже более высокой террасы г. Караджа (30—35 и до 40 м), в отложениях которой присутствует хвалынская фауна. Здесь же имеется и более низкая терраса, высотой 8—12 м, что вполне соответствует Северному Кавказу, где такие же «плоские» террасы являются наиболее высокими в нижней серии террас, синхронизируемых с послехвалыньским веком. Во всех этих случаях вполне ясно то, что промежуток формирования данной террасы был очень продолжительным, так как река успела расширить долину, выровнять ее и, достигнув кривой равновесия, покрыть поверхность террасы аллювиальными отложениями.

Повсюду на Кавказе нижняя серия террас представлена не менее, чем двумя-тремя ясными террасами, самые низкие из которых сливаются с поймой рек. Формирование этих террас стоит в ясной причинной зависимости от тех колебаний уровня Черного и Каспийского морей, о которых было сказано уже выше. С этими же колебаниями, течениями, с соответствующими движениями земной коры и с сопутствующими изменениями климата были связаны также и стадии отступления бьяльского оледенения.

В общем, современный облик Кавказа был сформирован почти полностью уже к началу послехвалыньского века, в течение которого образовались лишь некоторые, относительно мелкие, геоморфологические детали на общем фоне высокогорной страны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обзор постлилоценовой истории Кавказско-Черноморско-Каспийской области, представленный в данной работе, показывает, что Кав-

каз в начале постплиоцена (или в конце плиоцена) был большей частью равнинной страной, а прилегающие к нему моря были мелководными. Величественный высокогорный облик Кавказа и глубоководные котловины смежных с ним Черного и Каспийского морей образовались главным образом в постплиоцене.

Нами было выяснено, что общее воздымание Центрального Кавказа за постплиоценовое время достигает 2,5—3 км, а по мнению других исследователей, даже и 3—4 км. Продолжительность четвертичного периода определяется сейчас, примерно, около 500—700 тысяч лет. Следовательно, скорость воздымания Центрального Кавказа в среднем, по отношению ко всему четвертичному периоду, равна около 5 мм в год.

Относительная продолжительность орогенической фазы, по сравнению с межорогенической эпохой, невелика и составляет, повидимому, только 10—20%. Поэтому средняя скорость воздымания Центрального Кавказа, по отношению к суммарной продолжительности эпох орогенических движений, будет составлять уже от 25 до 50 мм в год. Наконец, в течение самих орогенических эпох должны были выделяться более кратковременные промежутки очень интенсивных движений. В связи с этим можно сделать вывод, что временами (в момент наиболее интенсивных движений) скорость воздымания могла достигать даже и десятков сантиметров в год, и это отнюдь не должно представляться парадоксальным.

При подобных скоростях воздымания рельеф страны мог испытать существенные изменения уже на протяжении каких-нибудь ста—двухсот лет, т. е. на протяжении немногих поколений человека. Это обстоятельство вполне оправдывает применяемое нами образное выражение, что в четвертичном периоде рельеф Кавказа изменялся на глазах первобытного человека.

В четвертичном периоде проявления главнейших геологических процессов (орогенез, вулканизм, эрозия, осадконакопление и т. п.), по их интенсивности и по размаху развития, мало чем уступают аналогичным явлениям, имевшим место в течение более древних эпох. Так, орогенез выразился во многокилометровом воздымании горного хребта и в формировании крупных складчатых структур, осложненных сбросами и надвигами с большой амплитудой. С вулканизмом четвертичного периода связаны мощные (в сотни метров) вулканогенные толща и грандиозные излияния лав, покрывающие площади в тысячи, а иногда и в десятки тысяч квадратных километров. Интенсивность проявления процессов

эрозии вполне определяется тем, что в Центральном Кавказе уже в начале или к середине бакинского века было срезано эрозией около 1—1,5 км горных пород, в том числе верхнеантропогенские вулканические конусы и связанные с ними потоки лав и туфочешуйные и т. п. отложения, а вместе с тем были врезаны ущелья, глубиной до 2,5 — 3 км.

Вполне уместно будет указать, что даже сейчас, в сравнительно очень уравновешанной обстановке, когда эрозия, в связи с относительным повышением ее базиса, проявляется гораздо слабее, кавказские реки срезают в течение года в среднем полумиллиметровый слой горных пород. Для всего четвертичного периода это могло бы составить слой, мощностью до 300 м, а в условиях неравномерности эрозии в ущельях и на водораздельных плато, глубина врезания ущелий могла бы быть лишь до 600 м, но не более. В связи с этим можно сделать вполне обоснованный вывод, что в некоторые эпохи четвертичного периода эрозия срезала на Кавказе слой горных пород мощностью до 1 мм и более.

Наконец, соответственно интенсивны были и процессы осадконакопления, поэтому во многих местах мощность четвертичных отложений достигает на Кавказе сотен метров, а в районе Кизляра и по северному краю Курийской депрессии она близка к тысяче метров.

Четвертичные фазы интенсивного проявления орогенеза, вулканизма, эрозии и т. п. расположены в перспективе времени очень близко к современному нам моменту. Поэтому, несмотря на общую кратковременность четвертичного периода, нам без особого труда удастся разделить эти фазы на второстепенные фазы или на подфазы, а вместе с тем представляется возможность установить их приблизительную продолжительность в масштабе времени человеческого летосчисления. Для более древних геологических эпох это, в громадном большинстве случаев, совершенно невозможно, в связи с чем фазы орогенеза, вулканизма и т. п., приуроченные к ним, представляются нам обычно в качестве простых, относительно кратковременных и не подразделяющихся на второстепенные фазы и подфазы.

В этом отношении детальное изучение четвертичной истории Земли дает возможность создать укрупненный масштаб для применения принципа актуализма к исследованию древних периодов истории Земли. Единицей этого масштаба будет интервал времени в 0,5—1 миллион лет, в течение которых все геологические процессы проявлялись в пол-

ных их формах, ничем не уступая тому, что происходило в древние времена. Вполне понятно, что подобное укрупнение масштаба чрезвычайно обогащает принцип актуализма, ибо при современной постановке вопроса в основу этого принципа положено изучение процессов, происходивших на Земле лишь в последние одну—две тысячи лет, когда процессы орогенеза, вулканизма и др. проявлялись очень слабо, в связи с чем динамика их развития не может быть понята в полном виде.

Можно считать вполне установленным, что начало возникновения материальной культуры человека, в виде самого раннего эолита, относится еще к плиоцену. Дальнейшее развитие человека и его материальной культуры происходило в постплиоцене неравномерно, скачками, и два, наиболее значительных скачка приурочиваются к началу постплиоцена и, примерно, к его середине, т. е. к начальным моментам выделяемых нами нижне- и верхнечетвертичного комплекса орогенических фаз и оледенений. Такая зависимость, конечно, не случайна.

Орогенические фазы, сопровождавшиеся резким и значительным изменением общей физико-географической обстановки (изменение климата, оледенение, изменение рельефа, миграция фауны и флоры и т. п.), чрезвычайно усложняли условия существования для первобытного человека и ставили его перед проблемой «кто кого», стимулируя этим максимально возможное ускорение темпов развития материальной культуры человека.

В начале постплиоцена (т. е. в начале нижнечетвертичного комплекса орогенических фаз и оледенений) это привело к преобразованию *Pitcanthropus*'a в *Homo primigenius*, а в середине постплиоцена (т. е. в начале верхнечетвертичного комплекса орогенических фаз и оледенений) привело к появлению *Homo sapiens*. Взаимосоотношение внешней обстановки и саморазвития человека в эти моменты четвертичного периода было, в общем, таким же, как это бывало неоднократно и в последующих этапах истории человечества, когда та или иная народность или (в общем смысле) группа человеческого общества, оказываясь перед проблемой «кто кого», либо находила в себе скрытые (подготовленные на предыдущем этапе развития) возможности для скачкообразного повышения уровня своего развития и побеждала окружающую обстановку, либо же, не имея этой подготовленности, гибла, не выдержав суровой борьбы.

СПИСОК ГЛАВНЕЙШЕЙ ЛИТЕРАТУРЫ ПО ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОЛОГИИ КАВКАЗСКО-ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

1. Алферов, Б. А. Рекогносцировочные исследования полосы третичных отложений между реками Урух и Налъчик (Сев. Кавказ). Тр. Нефт. Геол.-разв. Инст., сер. А, вып. 13, 1932.
2. Андрусов, Н. И. Поездка в Дагестан летом 1898 г. Землеведение, 1901, кн. 1—2.
3. Андрусов, Н. И. Материалы к познанию прикаспийского неогена. Акчагыльские пласты. Тр. Геол. Ком., т. XV, № 4, 1902.
4. Андрусов, Н. И. О древних береговых линиях Каспийского моря. Ежег. по геол. и минер. России, т. IV, вып. 1, 1902, Ново-Александрия.
5. Андрусов, Н. И. О возрасте послетретичных террас Керченского полуострова. Ежег. по геол. и минер. Росс., т. VII, вып. 6, 1905, Ново-Александрия.
6. Андрусов, Н. И. Террасы Судака. Зап. Киевск. Общ. Естествоисп., т. XXII, 1912, Киев.
7. Андрусов, Н. И. Геологическое строение дна Керченского пролива. Изв. Российск. Ак. Наук, 1918, (стр. 23—28).
8. Андрусов, Н. И. Взаимоотношения Эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. Российск. Ак. Наук, 1918, (стр. 749—760).
9. Андрусов, Н. И. Апшеронский ярус. Тр. Геол. Ком., вып. 110, 1923.
10. Андрусов, Н. И. Послетретичная Тирренская терраса в области Черного моря. Bull. Intern. de l' Acad. des Sc. de Bohême, 1925.
11. Андрусов, Н. И. Материалы по палеогеографии СССР (карты). Бюлл. Моск. Общ. Исп. Прир., т. IV (3—4), 1926.
12. Андрусов, Н. И. Геологическое строение и история Керченского пролива. Бюлл. Моск. Общ. Исп. Прир., т. IV, (3—4), 1926.
13. Андрусов, Н. И. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Геология СССР, том IV, отд. II, часть II, вып. 3, 1929.
14. Архангельский, А. Д. Краткий очерк геологической истории

- Черного моря. Вторая конференция Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы. Путеводитель экскурсий, 1932.
15. Архангельский, А. Д. и Страхов, Н. М. Геологическая история Черного моря. Бюлл. Моск. Общ. Исп. Прир., т. X (1), 1932.
 16. Архангельский, А. Д. и Страхов, Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. 1938.
 17. Батурич, В. П. Генезис продуктивной толщи Апшеронского полуострова и соседних районов. Междун. Геол. Конгресс, Тр. XVII сессии, т. IV, 1940.
 18. Богачев, В. В. и Шишкина, А. И. Фауна и флора соленосных сложенных Русской Армении. Зап. Кавк. Музея, сер. А, № 2, 1915, Тифлис.
 19. Богачев, В. В. Геологическое строение Арешского уезда. Изв. Кавк. Музея, т. XII, 1919, Тифлис.
 20. Богачев, В. В. Путеводитель для геологических экскурсий в земле Всевеликого Войска Донского. Окрестности г. Ростова-на-Дону, 1919, Новочеркасск.
 21. Богачев, В. В. К истории Черноморско-Азовской котловины. (Конспект доклада на II Всесоюзном Геологическом съезде в Киеве в 1926 г.). Азерб. Нефт. Хоз., 1926, № 12.
 22. Богачев, В. В. Исследование южной группы грязевых вулканов Азербайджана (в 1926 г.). Азерб. Нефт. Хоз., 1926, № 10.
 23. Богачев, В. В. Горючие газы и признаки нефти в Ленкоранском уезде. Азерб. Нефт. Хоз., 1927, № 10.
 24. Богачев, В. В. О кавказском неогене. Азерб. Нефт. Хоз., 1928, № 1.
 25. Богачев, В. В. Урмийское и Ванское озера. Изв. Азерб. Универс., Отд. Естеств. и Медиц., т. 7, 1928, Баку.
 26. Богачев, В. В. Материалы к геологии Восточно-Закавказской низменности. Азерб. Нефт. Хоз., 1930, № 2.
 27. Богачев, В. В. Палеофитологическая документация третичных сложенных Закавказья. Новости нефт. геол., 1936, № 12, Баку.
 28. Богачев, В. В. Проблема Мангыча. Тр. Азерб. Н.-Иссл. Нефт. Инст., вып. 31, 1936, Баку.
 29. Богачев, В. В. К вопросу о геологическом возрасте некоторых третичных свит Армении. Изв. Акад. Наук СССР, 1940, № 4.
 30. Богданов, А. А. Новые данные по стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений Нижнего Поволжья. Бюлл. Моск. Общ. Исп. Прир., т. XI (4), 1933.
 31. Бондарчук, В. Г. Каспийские доклады північносхідного узбережжя Азійського моря. Сборник памяти И. А. Тутковского, т. III, 1931, Киев.

32. Бондарчук, В. Г. Геологический путеводитель по скрестностям Таганрога. Тр. Второй Междун. Конф. Асоц. по Изуч. Четв. Периода Европы, вып. 3, 1933.
33. Брод, И. О. Очерк геологического строения и геоморфологии Восточного Предкавказья. Сборн. «Нефт. местор. Вост. Предкавказья. Матер. к XVII Междун. Геол. Конгрессу». 1937, Грозный.
34. Варданянц, Л. А. К вопросу о числе стадий отступления вюрмского оледенения Центрального Кавказа. Изв. Геол. Ком., т. 48, № 9, 1929.
35. Варданянц, Л. А. Материалы по тектонике Центрального Кавказа (В.-Осетинск. дорога). Зап. Росс. Минер. Общ., т. 59, № 2, 1930.
36. Варданянц, Л. А. Эпоха оледенений в Горной Осетии. Центральный Кавказ. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 64, № 6, 1932.
37. Варданянц, Л. А. О древнем аллювии на Ходском перевале в скрестностях Садонского рудника. Центральный Кавказ. Зап. Росс. Минер. Общ., т. 61, № 2, 1932.
38. Варданянц, Л. А. Геотектоника и геосейсмика Дарьяла как основная причина катастрофических обвалов Девдоракского и Генаддонского ледников Казбекского массива. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 64, № 1, 1932.
39. Варданянц, Л. А. Тектоническое строение Горной Осетии и ее отношение к Центральному Кавказу. Зап. Росс. Минер. Общ., т. 62, № 1, 1933.
40. Варданянц, Л. А. О синхронизации стадий отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и вюрма Альпийской области. Тр. Второй Междун. Конф. Асоц. по Изуч. Четв. Периода Европы, вып. 2, 1933.
41. Варданянц, Л. А. Причины оледенений и опыт генетической синхронизации процессов орогении, оледенения и эрозии, Тр. Второй Междун. Конф. Асоц. по Изуч. Четв. Периода Европы, вып. 2, 1933.
42. Варданянц, Л. А. Материалы по геоморфологии Большого Кавказа. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 65, № 2 и № 3, 1933.
43. Варданянц, Л. А. К истории Черного моря. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 65, № 4, 1933.
44. Варданянц, Л. А. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 65, № 6, 1933.
45. Варданянц, Л. А. О возрасте рельефа Предкавказья. Докл. Ак. Наук СССР, 1934, № 7.
46. Варданянц, Л. А. Материалы к истории развития рельефа Предкавказья. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 66, № 4, 1934.
47. Варданянц, Л. А. Сейсмоструктура Кавказа. Тр. Сейсмол. Инст. Ак. Наук СССР, № 64, 1935.

48. Варданянц, Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), № 25, 1935.
49. Варданянц, Л. А. Метеорологический фактор в развитии оледенения. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 87, № 4, 1935.
50. Варданянц, Л. А. Вюрмское оледенение бассейнов рек Ираф (Урух) и Цей (Центральный Кавказ). Изв. Гос. Геогр. Общ. т. 69, № 4, 1937.
51. Варданянц, Л. А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 70, № 3, 1938.
52. Варданянц, Л. А. О верхнечетвертичной орогенической фазе. Тр. Советск. Секц. Межд. Асс. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. IV, 1939.
53. Варданянц, Л. А. К истории развития рельефа Центрального Кавказа. Тр. Советск. Секц. Межд. Асс. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. IV, 1939.
54. Варданянц, Л. А. Неоинтрузии, их оруденение и связь с тектоникой в Главном Кавказе. Изв. Ак. Наук СССР, 1939, № 2.
55. Варданянц, Л. А. О высоте вулканических конусов Эльбруса и Казбека на Кавказе. Изв. Всес. Геогр. Общ., т. 78, № 5-6, 1946.
56. Варенцов, М. И. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время. Тр. Второй Междун. Конф. Асс. по Изучен. Четверт. Периода Европы, вып. 3, 1933.
57. Вассоевич, Н. Б. Краткий геологический очерк Джавского района Юго-Осетии. Тр. СОПС Ак. Наук СССР, сер. Закавказ., вып. 4, 1932.
58. Вебер, В. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет III-6 (Кала) Изд. Главн. Геол.-Разв. Управл. (ГГРУ), 1931.
59. Вебер, В. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет II-3 (Новханы). Тр. Нефт. Геол.-разв. Инст., сер. А, вып. 32, 1932.
60. Вебер, В. В. Рекогносцировочный обзор полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджинсурской степью. Тр. Нефт. Геол.-разв. Инст., сер. А, вып. 33, 1933.
61. Вебер, В. В. Геологическая карта Кабристана. Планшет II-3 (Боян-Ата). Тр. Нефт. Геол.-разв. Инст., сер. А, вып. 62, 1935.
62. Вебер, В. В. Плиоцен Восточного Закавказья. Геол. СССР, т. X, 1941.
63. Вялов, О. С. Предварительный отчет о работах 1932 г. в Южной Осетии. Матер. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), Гидрогеология, сборн. 3, 1934.
64. Вялов, О. С. Маршрут Сочи-Майкоп. Междунар. XVII Гео-

лог. Конгр. Экскурсия по Кавказу, Черноморск. побережье, 1937.

65. Габриелян, А. А. Новые данные по колебаниям уровня озера Севан. Изв. Ак. Наук Арм. ССР, 1944, № 5-6, Ереван.
66. Габриелян, А. А. К стратиграфии третичных отложений Западного Вайка. Докл. Ак. Наук Арм. ССР, 1946, № 5, Ереван.
67. Габриелян, А. А. К вопросу о происхождении постплиоценовых галечников Южной Армении. Докл. Ак. Наук Арм. ССР, 1946, № 2, Ереван.
68. Габриелян, А. А. К истории тектонического развития Армении в третичное время. Докл. Ак. Наук СССР, т. 53, № 2, 1946.
69. Гатуев, С. А. Явление захвата реки в бассейне Терека. Предкавказье. Тр. Геол. Музея Ак. Наук СССР, т. V, 1928.
70. Гатуев, С. А. Гидрогеологический очерк Моздокской степи. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 186, 1932.
71. Гатуев, С. А. Обзор третичных отложений восточного Предкавказья. Тр. Геол. Инст. Ак. Наук СССР, т. II, 1932.
72. Гатуев, С. А. Геологическое и гидрогеологическое описание восточного Предкавказья. Лист. Д-3 пятиверстной карты Кавказа. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 236, 1933.
73. Гатуев, С. А. и Чеботарев И. И. Гидрогеологический очерк Северо-Дагестанской равнины. Сборн. «Прир. Ресурсы Дагестанской АССР». Изд. Ак. Наук СССР, 1935.
74. Гатуев, С. А. К стратиграфии верхнетретичных и послетретичных отложений Черноморского и Каспийского бассейнов. Тр. по геологии и полезн. ископ. Северного Кавказа, вып. 2, 1938, Пятигорск.
75. Герасимов, А. П. Геологическое строение Минераловодского района. Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), вып. 30, 1935.
76. Герасимов, А. П. Геологический очерк бассейна верхней Малки. Северный Кавказ. Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), вып. 62, 1936.
77. Герасимов, А. П. Обзор геологического строения северного склона Главного Кавказского хребта в бассейнах рек Малки и Кумы. Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), вып. 123, 1940.
78. Герасимов, И. П. Каспийское море в четвертичный период. Тр. Советск. Секции Междун. Ассоциац. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. 3, 1937.
79. Герасимов, И. П. и Марков, К. К. Четвертичная геология. 1939.
80. Голубятников, В. Д. Геология и газоносность Северного Да-

- гестана. Тр. Геол.-разв. Бюро Газовых Месторожд., вып. 4, 1933.
81. Голубятников, В. Д., Рейнгард, А. А. и Пустовалов, И. Ф. Полевые работы по теме «Проблемы Понто-Каспия». Тр. Советск. Секции Междун. Ассос. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. 2, 1936.
 82. Голубятников, В. Д. Морские и речные террасы Дагестана. Тр. Советск. Секции Междун. Ассос. по Изучению Четверт. Периода (INQUA), вып. 3, 1937.
 83. Голубятников, В. Д. Третичные отложения Дагестана. Тр. по геологии и полезн. ископем. Сев. Кавказа, вып. 2, 1938, Пятигорск.
 84. Голубятников, Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат, Тр. Геол. Ком., вып. 106, 1914.
 85. Голубятников, Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Аташкинский район. Тр. Геол. Ком., вып. 130, 1927.
 86. Голубятников, Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Планшет III-3 (Хурдалано-Бинагандинский район), Изд. Всес. Геол.-разв. Объед. (ВГРО), 1931.
 87. Голынец, Ф. Ф. К вопросу о газоносности и нефтеносности Калмыцких степей. Тр. Нефт. Геол.-Развед. Института, сер. Б, вып. 1, 1930.
 88. Голынец, Ф. Ф. Геологические исследования в Калмыцко-Сальских степях. Тр. Нефт. Геол.-Развед. Института, сер. Б, вып. 7, 1932.
 89. Григорович-Березовский, Н. А. Постпалеоценовые морские отложения Черноморского побережья. Зап. Новоросс. Общ. Естествоисп., т. XXIV, вып. 2, 1902, Одесса.
 90. Григорович-Березовский, Н. А. Постпалеоценовые отложения Каспийского типа в Черноморской губернии. Зап. Новоросс. Общ. Естествоисп., т. XXV, вып. 1, 1903, Одесса.
 91. Громов, В. И. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья. Тр. Комисс. по Изучен. Четверт. Периода, т. IV, 1935.
 92. Громов, В. И. и Мирчинк, Г. Ф. Четвертичный период и его фауна. Животный мир СССР, 1936.
 93. Громов, В. И. Некоторые итоги полевых исследований в 1935 г. в районах Сухума, Пятигорья и Ростова. Тр. Советск. Секц. Междун. Ассос. по Изучен. Четверт. Периода (INQUA), вып. II, 1936.
 94. Громов, В. И. Итоги изучения четвертичных млекопитающих и человека на территории СССР. Материалы по четвертич. периоду СССР, 1936.
 95. Громов, В. И. Новые данные о четвертичных и верхнетретич-

- ных маекопитающих Сев. Кавказа. Тр. Советск. Секц. Междун. Асс. по Изуч. Четвертичн. Периода (INQUA), вып. 1, 1937.
96. Губкин, И. М. и Варенцов, М. И. Геология нефтяных и газовых месторождений Таманского полуострова, 1934.
 97. Губкин, И. М. Тектоника юго-восточной части Кавказа в связи с нефтеносностью этой области, 1934.
 98. Дашевская, О. О подразделении апшеронского яруса. Новости нефт. геол., 1936, № 6, Баку.
 99. Дашевская, О. Данные крелиусного бурения по бакинскому ярусу Восточного Апшерона. Новости нефт. Геол., 1936, № 7, Баку.
 100. Двали, М. Ф. Отчет по гидрогеологическим работам в Алханчуртской долине в 1927 г. Тр. Главн.-Геол.-разв. Упр. (ГГРУ) вып. 67, 1931.
 101. Двойченко, П. А. Геологическая история Крыма. Крымск. Общ. естествоисп. и любит. прир., 1926, Симферополь.
 102. Демехин, А. П. Арзни. Гидрогеологический очерк. Тр. Армянского Гос. Геол. Управ., вып. 1, 1940, Ереван.
 103. «Джавахетия». Сборник: «Материалы по изучению природных ресурсов Ахалкалакского Нагорья». Закавказ. Геол. Инст., Тифлис, 1933.
 104. Джанелидзе, А. И. Contribution a l'etude de hydrographie des environs de Tiflis. Bull. de l'Univ. de Tiflis, vol. V, Тифлис, 1925.
 105. Джанелидзе, А. И. Геологические наблюдения в Окрибе. Тбилиси, 1940.
 106. Дробышев, Д. В. Северо-восточный склон хребта Салатау и Черкейская котловина. Изв. Геол. Ком., т. 44, № 4, 1925.
 107. Дробышев, Д. В. Предварительный отчет о геологических работах 1925-1927 г. г. по Дагестанскому пересечению Кавказского хребта. Изв. Геол. Ком., т. 46, № 7, 1929.
 108. Дробышев, Д. В. Геологическое строение Дагестанской АССР и ее полезные ископаемые. Сборн. «Прир. ресурсы Дагестанск. АССР», Изд. Ак. Наук СССР, 1933.
 109. Думитрашко, Н. В. и Каманин, А. Г. Междуречье Калауса и Кумы. Госуд. Гидролог. Инст., Исследов. подземн. вод СССР, вып. 3, 1932.
 110. Думитрашко, Н. В. Основные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа. Проблемы физич. географии, т. IV, 1937.
 111. Елин, Н. Д. Нефтяные месторождения Терского антиклинария. Сборн. «Нефт. местор. Вост. Предкавказья», Матер. к XVII Междун. Геол. Конгр., 1937, Грозный.
 112. Ефименко, П. П. Некоторые итоги изучения ископаемого че-

ловека в СССР (1932—1935 г. г.). Материалы по четверт. периоду СССР, 1936.

113. Жирмунский, А. М. Новые опыты синхронизации четвертичных отложений Западной и Восточной Европы. Материалы по четвертичному периоду СССР, 1936.
114. Жуков, М. М. Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней. Тр. Всес. Н.-иссл. Инст. Мин. Сырья (ВИМС), вып. 84, 1935.
115. Жуков, М. М. Четвертичные отложения низового Поволжья. Тр. Моск. Геол.-разв. Инст., т. I, 1936.
116. Жуков, М. М. Геоморфология района проектирования Терско-Маньчжского канала. Тр. Моск. Геол.-Разв. Инст., т. I, 1936.
117. Жуков, М. М. Геоморфология северо-западного Прикаспия. Бюлл. Моск. Общ. Исп. Прир., т. XV (3), 1937.
118. Жуков, М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. «Проблемы Западного Казахстана», т. 2, 1945.
119. Захаров, С. А. О лессовидных отложениях Закавказья. Почвоведение, 1910, № 1.
120. Ильин, С. И. Новые данные о плиоцене Грузии. Изв. Главн. Геол.-Разв. Управл. (ГРУ), т. 49, № 4, 1930.
121. Ильин, С. И. и Эберзин, А. Г. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. Б, вып. 38, 1934.
122. Ильин, С. И. Материалы по геологии нефтяных месторождений Грузии. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. А, вып. 70, 1935.
123. Ильин, С. И. и Эберзин, А. Г. Очерк геологического строения полосы третичных отложений Южной Абхазии. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. Б, вып. 54, 1935.
124. Ильинский, С. М. Новые данные по стратиграфии и литологии третичных отложений Центрального и восточного Предкавказья. Сборн. «Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа», 1946.
125. Кавришвили, В. И. Геоморфологическое деление Грузии. Закавказский Краеведческий Сборник, сер. А, т. 1, 1930, Тифлис.
126. Кавришвили, В. И. К геоморфологии и гидрогеологии Джавахетии. Сборн. «Джавахетия». Зак. ФАН, 1933, Тифлис.
127. Каманин, А. Г. К геоморфологии верховьев р. Калауса на Северном Кавказе. Тр. Геоморф. Инст. Акад. Наук СССР, вып. 3, 1932.
128. Карстенс, И. Э. Геологические исследования в юго-восточной части Кахетинского хребта. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. Б, вып. 20, 1934.

129. Карстенс, И. Э. Материалы к палеогеографии Кахетинского хребта и долины р. Алазань. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст. сер. Б, вып. 47, 1934.
130. Клопотовский, Б. А. Почвенный очерк Двахахетии. Сборн. «Джавахетия», Зак. ФАН, 1933, Тифлис.
131. Клопотовский, Б. А. О «галечных» черноземах Лорийской степи. Тр. Лорийского опорного пункта опытно-станции по животноводству, вып. 3, 1936, Ереван.
132. Клопотовский, Б. А. Почвы Арзни в связи с морфологическим строением долины р. Занги. Тр. Почв. Сектора Груз. ФАН, т. II, вып. 1, 1936, Тбилиси.
133. Клопотовский, Б. А. Древнее оледенение хребта Муровдаг на Малом Кавказе. Изв. Азерб. ФАН, 1940, Баку.
134. Ковалевский, С. А. Континентальные толщи Аджинсура. 1936, Баку.
135. Козлов, А. А. Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. Изв. Всес. Геол.-разв. Объед. (ВГРО), т. 51, вып. 68, 1932.
136. Козлов, А. А. Черноморское побережье в районе Сочи и низовья р. Мзымты. Междун. XVII Геол. Конгр., Экскурсия по Кавказу, Черном. побережье, 1937.
137. Колесников, В. П. Геологическое описание южной трети листа Г-2. Тр. Главн. Геол.-Разв. Упр. (ГГРУ), вып. 124, 1931.
138. Колесников, В. П. Геологическое и гидрогеологическое описание северной части листа Г-4 (Сев. Кавказ). Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 267, 1932.
- ✓ 139. Колесников, В. П. Геологическое описание долины верхнего течения р. Егорлыка (Сев. Кавказ). Изв. Геол. Ком., 1926, т. 45, № 5.
140. Колесников, В. П. Средний и верхний плиоцен Каспийской области. Стратигр. СССР, т. 12, 1940.
141. Колесников, В. П. Схема стратиграфического подразделения неогеновых отложений Понто-Каспийской области. Стратигр. СССР, т. 12, 1940.
142. Колесников, В. П. Развитие впадины Каспийского моря. Докл. Ак. Наук СССР, т. 32, № 3, 1911.
143. Колесников, В. П. О Кавказских оледенениях. Сосбщ. Ак. Наук Груз. ССР, т. III, № 8, 1942, Тбилиси.
144. Криштофович, А. Н. К истории растительности бассейна Северной Двины и Закавказья. Ботанический Журнал, т. 24, № 5-6, 1939.
145. Крокос, В. І. и Бондарчук, В. Г. Четвертинни поклади пів-півносної частини Озівського моря. Сборн. памяти П. А. Тутковского, т. I, 1932, Киев.
146. Кудрявцев, Н. А. Геологические исследования, произведенные

летом 1924 г. в Черных горах, к югу от гор. Грозного (лист Боздвиженский). Изв. Геол. Ком., т. 41, № 4, 1925.

147. Кудрявцев, Н. А. Геологическое строение района г. Ташкента. Нефт. Хоз., 1927, № 7.
148. Кудрявцев, Н. А. Геологические исследования в районе Алазани и Куры. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. Б, вып. 32, 1932.
149. Кузнецов, В. А. Геологические исследования в районе Манч-Винодельное на Северном Кавказе. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. Б, вып. 5, 1932.
150. Кузнецов, В. А. Геологические исследования в пределах листа Д-2 и восточной части листа Е-2 пятиверстной карты Кавказа. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. А, вып. 24, 1932.
151. Кузнецов, И. Г. Рокский перевал. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 161, 1932.
152. Кузнецов, И. Г. Геологическое строение части Западной Грузии в пределах Рачи, Лечхума и Имеретии. Междун. XVII Геол. Конгр., Экскурсия по Кавказу, Груз. ССР, 1937.
153. Кузнецов, С. С. Происхождение озера Гокча. Природа, 1928, № 7-8.
154. Кузнецов, С. С. О некоторых геоморфологических чертах побережья озера Севан. Изв. Ак. Наук, СССР, 1929 (стр. 275-297).
155. Кузнецов, С. С. и Трифонов, Н. К. Материалы для геоморфологии Триалетского хребта. Тр. СОПС Ак. Наук СССР, сер. Закавказ., вып. 15, 1935.
156. Кузнецов, С. С. Геология окрестностей Батуми. Междун. XVII Геол. Конгр., Экскур. по Кавказу, Черном. побережье, 1937.
157. Кузнецов, С. С. Аджаро-Триалетская складчатая система. Тр. СОПС Ак. Наук СССР, сер. Закавказ., вып. 22, 1937.
158. Кузнецов, С. С. Вопросы геоморфологии Закавказья. Геол. СССР, т. X, 1941. см. также Изв. Гос. Геогр. Общ., 1938, т. 70, № 3.
159. Кузнецов, С. С., Максимов, С. Е. и Харатишвили, Г. Д. О геоморфологии Верхней Сванетии и прилегающей части Абхазии. Тр. СОПС Ак. Наук СССР, сер. Закавказ., вып. 24, 1940.
160. Леонтьев, А. Н. О темпе молодых поднятий в Центральной части Малого Кавказа. Изв. Ак. Наук Азерб. ССР, 1945, № 10, Баку.
161. Леонтьев, А. Н. О ледниковых элементах долин Шамхор-чая и Тергера (Малый Кавказ). Докл. Ак. Наук Азерб. ССР, том II, № 1, 1946, Баку.
162. Леонтьев, А. Н. и Хаин, В. Е. О возрасте молодых вулкано-

- генных толщ Карабахского плато. Докл. Ак. Наук Азерб. ССР, 1947, № 3, Баку.
163. Ливенталь, В. Э. Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтеносного района. Террасы Черного моря и переуглубленность долин рек, впадающих в него на участке берега Батум—Сухум. Тр. Азерб. Нефт. Н.-Иссл. Инст., вып. II, 1931, Баку.
 164. Лисицын, К. И. Геологические условия предполагаемой трассы канала в дельте р. Дона и у южного берега Таганрогского залива. Водн. Магистр. Волга—Дон—Азовское море, вып. 3., 1925, Ростов-на-Дону.
 165. Лисицын, К. И. Геологический путеводитель по реке Манычу. Вторая Конфер. Ассоц. по Изуч. Четвертичн. Периода Еврпы. Путеводитель экскурсий, 1932.
 166. Лисицын, К. И. К строению долины р. Маныча. Тр. Второй Междун. Конфер. Ассоц. по Изуч. Четверт. Периода Еврпы, вып. 3, 1933.
 167. Личков, Б. А. К вопросу о происхождении Черного моря. Зап. Одесск. Общ. Естествоисп., т. 44, 1928, Одесса.
 168. Личков, Б. А. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. Тр. СОПС Ак. Наук СССР, сер. Закавказ., вып. 3, 1931.
 169. Личков, Б. А. По поводу предгорных «климатических» террас в Крыму. Тр. Геоморф. Инст. Ак. Наук СССР, вып. 3, 1932.
 170. Личков, Б. А. К последним страницам истории Черного моря. Пробл. Сов. Геол., 1938, № 2.
 171. Лукашевич, С. И. Геологические и гидрогеологические условия долины р. Куры, у сел. Мингечаури. Мат. к общей схеме использов. водных ресурсов Кура—Аракс. басс. вып. 6, 1932, Тифлис.
 172. Лукашевич, С. И. и Страхов, В. А. Гидрогеологический очерк долины верхней Куры. Мат. к общей схеме использов. водных ресурсов Кура—Араксинск. басс., вып. 5, 1933, Тифлис.
 173. Маркин, Н. М. Геологические исследования в Присулакском районе Северного Дагестана. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. А, вып. 31, 1934.
 174. Маруашвили, А. И. Следы древнего оледенения в Грузинской части Малого Кавказа. Природа, 1938, № 1.
 175. Маруашвили, А. И. О древнем оледенении Малого Кавказа. Природа, 1938, № 7—8.
 176. Маруашвили, А. И. К геоморфологии и четвертичной истории Тушетии (Грузия). Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 71, № 7, 1939.
 177. Маруашвили, А. И. Кельское плато. Природа, 1946, № 4.

178. Маруашвили, А. И. Зуртакетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение. Природа, 1946, № 12.
179. Мефферт, Б. Ф. Геологический очерк Лечхума. Геологические исследования в Рачинском уезде Западной Грузии в 1928 г. Матер. по общ. и прикл. геол., вып. 140, 1930.
180. Мефферт, Б. В. Геологические исследования в Мингрелии. Тр. Главн. Геол.-разв. Упр. (ГТРУ), вып. 64, 1931.
181. Мефферт, Б. Ф. Геологический очерк области Боржома и Бакурьяни между Карельской долиной Куры и Ахалкалакским лавовым нагорьем. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 303, 1933.
182. Мефферт, Б. Ф. Геологический очерк бассейна верхней Куры. Мат. к общ. схеме исполъз. водн. ресурс. Кура-Аракс. басс., вып. 5, 1933, Тифлис.
183. Мехтиев, Ш. Ф. Основные черты геоморфологии Талыша. Докл. Акад. Наук Азерб. ССР, т. II, № 8, 1946, Баку.
184. Мирчинк, Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. Н.-Исслед. Институтов при Физ.-Мат. Фак. Моск. Гос. Унив., т. II, вып. 3-4, 1928.
185. Мирчинк, Г. Ф. Стратиграфия, синхронизация и распространение четвертичных отложений Европы. Тр. Второй Междун. Конфер. Ассоц. по Изучению Четверт. Периода Европы, вып. 3, 1933.
186. Мирчинк, Г. Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. Матер. по четвертич. периоду СССР, 1936.
187. Мирчинк, Г. Ф. О четвертичном орогенезе и эпейрогенезе на территории СССР. Материалы по четвертич. периоду СССР, 1936.
188. Мирчинк, Г. Ф. Тектонические проблемы юго-восточного Кавказа. Тр. Азерб. Нефт. Геол.-Разв. Треста, вып. 11, 1935, Баку.
189. Михайловская, О. Н. Четвертичные террасы Абхазии. Тр. Первого Всесоюзн. Геогр. Съезда, вып. 3, 1935.
190. Михайловский С. Н. Геологические исследования в северной части нефтяных месторождений Гурии. Изв. Геол. Ком., т. 46, № 9, 1927.
191. Михайловский, С. Н. О некоторых современных отложениях, террасах и ракушниках Черноморского побережья Кавказа и Крыма. Изв. Геол. Ком., т. 46, № 7, 1927.
192. Москвитин, А. И. Террасы р. Белой. Изв. Гос. Геогр. Сбщ., т. 65, вып. 4, 1933.

193. Москвитин, А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. Комисс. по Изуч. Четверт. периода, № 4, 1938.
194. Николаев, Н. И. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. Акад. Наук СССР, т. 30, № 1, 1941.
195. Ованесов, Г. П. Нефтяные месторождения Кировабадского района. Тр. Геологич. Совещания Азнефти, 1945, Баку.
196. Овчинников, А. М. Заметка о террасах Боржома. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 65, № 1, 1933.
197. Павлов, А. П. Неогеновые и послетретичные отложения южной и восточной Европы. Мемуары Геол. Отдел. Общ. Любит. Естествозн., Антропологии и Этнографии, вып. 5, 1925.
198. Паффенгольц, К. Н. Стратиграфия четвертичных лав восточной Армении. Зап. Росс. Минер. Общ., т. 66, № 2, 1931.
199. Паффенгольц, К. Н. Армутлы-Кульп. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 353, 1934.
200. Паффенгольц, К. Н. Бассейн оз. Гокча (Севан). Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 219, 1934.
201. Паффенгольц, К. Н. Геологический очерк Армянской ССР. Междун. XVII Геол. Конгр., Экскур. по Кавказу, Арм. ССР, 1937.
202. Паффенгольц, К. Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав Армении. Зап. Всеросс. Минер. Общ., т. 67, № 3, 1938.
203. Паффенгольц, К. Н. К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всеросс. Минер. Общ., т. 67, № 2, 1938.
204. Паффенгольц, К. Н. Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении. Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
205. Պաֆֆենհոլց Կ. Ն., Հայաստանի և փոքր Կովկասի հրաբխիկ և փոքր լավային շերտերը: Изд. Института Геологических Наук Академии Наук Армянской ССР, Ереван, 1946.
См. также: Паффенгольц, К. Н. Геология Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа. Тр. Всес. Н.-Иссл. Геологич. Инст. (ВСЕГЕИ), 1948.
206. Петраславский, В. Н. К вопросу о Черноморской трансгрессии. Изв. Гос. Геогр. Общ., том 64, № 4-5, 1932.
207. Пийп, Б. И. Извержения вулканов Камчатки в 1944-1945 г. г. Изв. Акад. Наук СССР, Серия геол., 1946, № 6.
208. Православлев, П. А. Условия залегания послетретичных ракушников Азовского и Черного морей. Тр. Геол. Музея Акад. Наук СССР, т. 4, 1928.
209. Православлев, П. А. Северо-западное побережье Каспия. Изв. Центр. Гидрометеор. Бюро, вып. VIII, 1929.

210. Православлев, П. А. Современные движения земной коры в Понто-Каспийской области. Тр. Третьего Всесоюзн. Съезда Геологов в 1928 г. в Ташкенте, 1930, Ташкент.
211. Православлев, П. А. и Аншелес, О. М. Вулканический пепел из лессовидных суглинков правого побережья р. Кубани около ст. Темижбекской. Тр. Ленингр. Общ. Естествоисп., т. 60, вып. 1, 1930.
212. Православлев, П. А. К гидрогеологии Прикубанской степной равнины. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 188, 1932.
213. Православлев, П. А. Геологические исследования в области южных Ергеней в 1929 г. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. Б, вып. 15, 1932.
214. Прасолов, А. И. и Соколов, Н. Н. Почвенно-географический очерк Юго-Осетии. Тр. СОПС Ак. Наук СССР, серия Закавказ., вып. 2, 1931.
215. Приклонский, В. А. Гидрогеологический очерк Мильской степи. Мат. к общ. схеме использ. водных ресурсов Кура - Аракс. басс., вып. 10, 1930, Тифлис.
216. Приклонский, В. А. Гидрогеологический очерк низменности Восточного Закавказья. Мат. к общей схеме использ. водных ресурсов Кура-Араксинск. басс., вып. 6, 1932, Тифлис.
217. Пркопов, К. А. Заключение о водоносности долины Алханчурт. Тр. Главн. Геол.-Разв. Упр. (ГГРУ), вып. 67, 1931.
218. Пркопов, К. А. Геология третичных отложений Сев. Кавказа в связи с нефтеносностью и проблемы дальнейших работ в этой области. Тр. Сев. Кавказск. Конфер. Геологов-Нефтяников, вып. 3, Изд. Ак. Наук СССР, 1933.
219. Пркопов, К. А. Алкун-Ассинский район. Тр. Геологич. службы Грознефти, вып. 5, 1936, Грозный.
220. Пустовалов, И. Ф. О возрасте покровных галечников Кусарской наклонной равнины. Матер. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), гидрогеология, сборн. 3, 1934.
221. Пустовалов, И. Ф. Геологический очерк Кусарской наклонной равнины в Азербайджане. Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), вып. 83, 1936.
222. Рейнгард, А. Л. Материалы к изучению ледникового периода на северном склоне Среднего Кавказа, 1912, Харьков.
223. Рейнгард, А. Л. К вопросу о ледниковом периоде Кавказа. Тр. Съезда Естествоисп. и Врачей. Тифлис, 1913. Изв. Кавк. Отд. Русск. Геогр. Общ., 1913, Тифлис.
224. Рейнгард, А. Л. Крестовый перевал Военно-Грузинской дороги. Изв. Кавк. Отд. Русск. Геогр. Общ., т. 22, 1913, Тифлис.
225. Рейнгард, А. Л. Следы ледникового периода в долине Мзымты и в окрестностях перевала Псеахча в Западном Кавка-

- зе. Тр. Общ. Исп. Прир. при Харьк. Унив., т. 46, 1913, Харьков.
226. Рейнгард, А. А. Снеговая граница в Западном Кавказе между Эльбрусом и Марухом. Изв. Кавк. Отд. Русск. Геогр. Общ., т. XXIV, № 3, 1916, Тифлис.
 227. Рейнгард, А. А. Снеговая граница в среднем Кавказе в верховьях Уруха, Ардона и Риона. Изв. Кавк. Отд. Русск. Геогр. Общ., т. XXV, № 2—3, 1917, Тифлис.
 228. Reinhard, A. Glazialmorphologische Studien im westlichen und Zentralen Kaukasus. Zeitschr. für Gletscherkunde, Bd. 14, 1925—1926.
 229. Рейнгард, А. А. Гляциально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 г. Изв. Гос. Русск. Геогр. Общ., т. 58, вып. 1, 1926.
 230. Рейнгард, А. А. К вопросу о четвертичном оледенении Кавказа. Докл. Ак. Наук СССР, 1927, (стр. 319—323).
 231. Рейнгард, А. А. Из наблюдений летом 1927 г. в районе Кабардинских гор и Владикавказской равнины. Тр. Ленингр. Общ. Естествоисп., т. 58, 1928.
 232. Reinhard, A. Die eiszeitlichen Gletscher Ossetiens. Geographische Abhandl., 3 Reihe, Hf. 5, 1931.
 233. Reinhard, A. Multiple glaciation in the Caucasus. Pan.—American Geologist, vol. 58, 1932.
 234. Рейнгард, А. А. Исследования по четвертичной геологии в районе Шах-дага и Кусарской наклонной равнины (Азербайджан), летом 1930 г. Изв. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), т. 51, вып. 13, 1932.
 235. Reinhard, A. Über die Herkunft der Riesen-Konglomerate des Kabarda—Gebirges im Nördlichen Kaukasus. Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. I, 1932.
 236. Рейнгард, А. А. Несколько слов о хронологической связи между оледенениями Кавказа и Каспийскими трансгрессиями. Зап. Росс. Минер. Общ., т. 61, № 1, 1932.
 237. Рейнгард, А. А. Ледниковый период Кавказа и его отношение к оледенениям Альп и Алая. Тр. Второй Междун. Конфер. Ассоц. по Изучен. Четверт. Периода Европы, вып. 2, 1933.
 238. Рейнгард, А. А. Кавказ и горы Сан-Хуан в Северной Америке. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 65, вып. 6, 1933.
 239. Reinhard, A. Über die Terrassen des Kuban-Tales bei Batalpaschinsk (Kaukasus). Тр. Комисс. по изуч. четверт. периода, т. III, 1933.
 240. Рейнгард, А. А. Наблюдения по четвертичной геологии в Центральной части Предкавказья между Кумсой и Черексом (экскурсия 1931 г.). Мат. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), Регион. геология и гидрогеол., сборн. 2, 1933.
 241. Рейнгард, А. А. Некоторые геоморфологические проблемы

- Кавказа и пути их разрешения. Тр. Первого Всесоюзн. Геогр. Съезда, вып. 3, 1934.
242. Рейнгард, А. А. Четвертичные отложения Азово-Черноморского края и задачи их дальнейшего изучения в связи с промышленным и сельскохозяйственным строительством. Тр. Первой Азово-Черноморск. Геолог. Конфер., т. 1, 1935, Ростов-на-Дону.
 243. Рейнгард, А. А. О возрасте оледенений в горной группе Шахдаг на восточном Кавказе. Тр. Ленингр. Общ. Естествоисп., т. 65, вып. I, 1936.
 244. Рейнгард, А. А. Геоморфологический и геологический очерк района станицы Темижбекской. Тр. Азово-Черном. Геолог. Треста, № 15, 1936, Ростов-на-Дону.
 245. Рейнгард, А. А. Стратиграфия ледникового периода Альп по П. Беку и А. Пенку и оледенение Кавказа. Материалы по четвертич. периоду СССР, 1936.
 246. Рейнгард, А. А. К проблеме стратиграфии ледникового периода Кавказа. Тр. Советск. Секц. Междун. Ассоц. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. I, 1937.
 247. Рейнгард, А. А. Успехи четвертичной геологии СССР за последние двадцать лет (1917—1937) и некоторые выдвинутые ею проблемы. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 70, № 1, 1938.
 248. Рейнгард, А. А. Морфогенез массива Алагез в свете новых геологических данных. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 71, № 3, 1939.
 249. Рейнгард, А. А. К вопросу о послетретичных тектонических движениях на Кавказе. Тр. Советск. Секц. Междун. Ассоц. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. IV, 1939.
 250. Рейнгард, А. А. Несколько слов о покровных суглинках Предкавказья. Зап. Всерос. Минер. Общ., т. 69, № 2—3, 1940.
 251. Рейнгард, А. А. Четвертичная система. Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
 252. Ренгартен, В. П. История долины Ассы на Северном Кавказе. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 57, № 2, 1925.
 253. Ренгартен, В. П. Геологический очерк окрестностей Мацестинских и Агурских минеральных источников. Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 56, 1927.
 254. Ренгартен, В. П. Вулканические туфы в окрестностях Нальчика на Северном Кавказе. Изв. Главн. Геол.-Разв. Упр. (ГГРУ), т. 49, № 2, 1930.
 255. Ренгартен, В. П. Геологический очерк Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), вып. 148, 1932.
 256. Ренгартен, В. П. Геологические исследования в Тагаурской Осетии на Северном Кавказе. Тр. Нефт. Геол.-Разв. Инст., сер. А, вып. 25, 1933.

257. Розанов, А. Н. Материалы по геологии Кавказских предгорий между Грозным и Чир-юртом. Бюлл. Моск. Общ. Исп. Прир., т. III (1—2), 1925.
258. Розанов, А. Н. Рекогносцировочные исследования на нефть в полосе третичных отложений по северному склону Кавказского хребта между р. р. Ардоном и Камбилесовкой в 1925 г. Нефт. Хоз., 1927, № 6.
259. Розанов, А. Н. Геологическое строение Назрановской возвышенности, в связи с задачами изучения нефтеносности района. Нефт. Хоз., 1928, № 5.
260. Саваренский, Ф. П. Гидрогеологический очерк бассейна средней Куры в пределах между Главным Кавказским хребтом и Малым Кавказом. Мат. к общ. схеме использ. водн. ресурсов Кура—Аракс. бассейна, вып. 5, 1933, Тифлис.
261. Святский, Д. Движение снеговой границы в северных склонах Заилийского Алатау в 1935—1938 г. г. Изв. Гос. Геогр. Общ., т. 71, № 5, 1939.
262. Соколов, Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа. Тр. Сев.-Кавказск. Ассоц. Н.-Иссл. Институтов, № 65, 1930, Ростов-на-Дону.
263. Соловкин, А. Н. Геологический очерк южной части бассейна реки Базар-чай. Изв. Азерб. ФАН, т. 16, 1939, Баку.
264. Соловкин, А. Н. Геологический очерк восточной части бассейна реки Акеры. Изв. Азерб. ФАН, т. 16, 1939, Баку.
265. Соловкин, А. Н. О четвертичных образованиях Карабахского плато. Сов. Геол., 1940, № 9.
266. Соловьев, С. П. Краткий геологический очерк верховий Бакарана. Изв. Всес. Геол.-Разв. Объед. (ВГРО), т. 51, вып. 37, 1932.
267. Соловьев, С. П. Геологическое строение и минеральные ресурсы бассейнов рек Тызыла, Урду и Гижгита (Северный Кавказ). Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), вып. 89, 1936.
268. Соловьев, С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейнов рек Кестаны и Сакациль (Северный Кавказ). Тр. Центр. Н.-Иссл. Геол.-Разв. Инст. (ЦНИГРИ), вып. 103, 1938.
269. Стоянов, А. К. геологии округа Пятигорских минеральных вод. Ежегодник по геолог. и минер. Росс., т. X, 1908, Ново-Александрия.
270. Тилуно, В. А. Результаты разведочных и геологических работ в Сунженском хребте. Тр. Сев.-Кавк. Конфер. Геологов-Нефтян., вып. 5, Изв. Ак. Наук СССР, 1933.
271. Федоров, П. В. О четвертичной истории Каспийского моря. Изв. Всес. Географ. Общ., 1946, № 4.
272. Хаин, В. Е. К истории тектонических движений Восточного

- Закавказья. Новости Нефт. Геол., 1936, № 4, Баку.
273. Хаин, В. Е. О постплиоценовом орогенезе Восточного Закавказья. Новости Нефт. геол., 1936, № 5, Баку.
 274. Хуциев, А. А. Верхний миоцен и плиоцен Терской нефтеносной области. Тр. Геолог. Службы Грознефти, вып. 13, 1939, Грозный.
 275. Чеботарев, И. И. Гидрогеология плоскостного Дагестана. Тр. Сев.-Кавказск. геолого-гидро-геодез. треста, № 7, 1934, Ростов-на-Дону.
 276. Шанцер, Е. В. Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Тр. Советск. Секц. Междун. Ассоц. по Изуч. Четверт. Периода (INQUA), вып. IV, 1939.
 277. Шатский, Н. С. Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миаталы и Дылым (Северн. Дагестан). Тр. Гос. Н.-Иссл. Нефт. Института, вып. 4, 1929.
 278. Швецов, М. С. Геологическое строение западной оконечности Кабардинского хребта. Тр. Гос. Н.-Иссл. Нефт. Инст., № 3, 1928.
 279. Яковлев, С. А. Почвы и грунты по линии Армавир—Туапсинской железной дороги. Гл. Упр. Земл. и Землеустр., Департамент Земледелия, Сообщение XVI из Бюро по Землед. и Почвсв., 1914.
 280. Яковлев, С. А. Артезианские воды города Краснодара. Тр. Совета Обследов. и Изуч. Кубанск. Края, т. 9, вып. 1, 1922, Краснодар.
 281. Эберзин, А. Г. Возраст подакчагыльской толщи р. Сулак. Изв. Ак. Наук СССР. Отд. матем. и ест. наук, 1936, № 2—3.
 282. Эберзин, А. Г. и Вялов, О. С. Древнесевксинская терраса в окрестностях Туапсе. Докл. Ак. Наук СССР, 1936, т. II, № 5.
 283. Эберзин, А. Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. Стратигр. СССР, т. XII, 1940.
 284. Эберзин, А. Г. Плиоцен Западного Закавказья. Геология СССР, т. X, Закавказье, 1941.
 285. Эберзин, А. Г. и Ивченко, П. И. Карангатская и новоевксинская террасы г. Сочи и его окрестностей. Докл. Ак. Наук СССР, т. 56, № 5, 1947.
 286. Finsterwalder, R. Die Gletscher des Nanda Parbat. Glaziologische Arbeiten der Deutschen Himalaya Expedition 1934 und ihre Ergebnisse Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 25, 1937.
 287. Penck, Albrecht. Die Ausbreitung des Menschengeschlechtes Mitt. der Gesellsch. f. Erdkunde zu Leipzig, Bd. 54, 1937.
 288. Visser, C. and Visser-Hoof Jenny. Karakorum, Bd. II, 1938.

289. Асланян, А. Т. К вопросу о происхождении озера Севан. Изв. Акад. Наук Армянской ССР, 1947, № 3, Ереван.
290. Богачев, В. В. и Евсеев, В. П. Апшеронская фауна в бассейне Азовского моря. Докл. Акад. Наук СССР, т. 25, № 9, 1939.
291. Варданянц, А. А. Молодые интрузии Восточного Кавказа. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
292. Вебер, В. В. и Ильинский, С. М. Каспийские отложения. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
293. Голубятников, В. Д. Плиоценовые отложения Дагестана. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
294. Ильинский, С. М. Плиоценовые отложения Центрального Предкавказья. Верхний плиоцен. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
295. Колесник, А. П. Гидрогеологический очерк Манычской долины в районе Большого лимана. Тр. Научно-Иссл. Института Геологии Саратовского Универс., т. II, вып. 2-3, 1938, Саратов.
296. Рейнгард, А. А. Четвертичная система. Общий обзор. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
297. Рейнгард, А. А. Четвертичная система. Континентальные отложения. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
298. Рейнгард, А. А. Черноморские отложения. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
299. Рейнгард, А. А. Геоморфология. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.
300. Эберзин, А. Г. Плиоценовые отложения Западного Предкавказья. Геология СССР, т. IX, Северный Кавказ, 1947.



Условные знаки

- Море
- Предполагаемые заливы и оседлительные проливы
- Области наибольших мощностей
- Контур предполагаемого прогиба в апшероне
- Водораздельные гряды и горные хребты
- Направление дельтавного сноса со Ставропольской возвышенности
- Конгломераты
- Пески, суглинки и т.п.
- Ергенинские пески
- Вулканы и их группы
- Вулканогенные образования
- Речные потоки

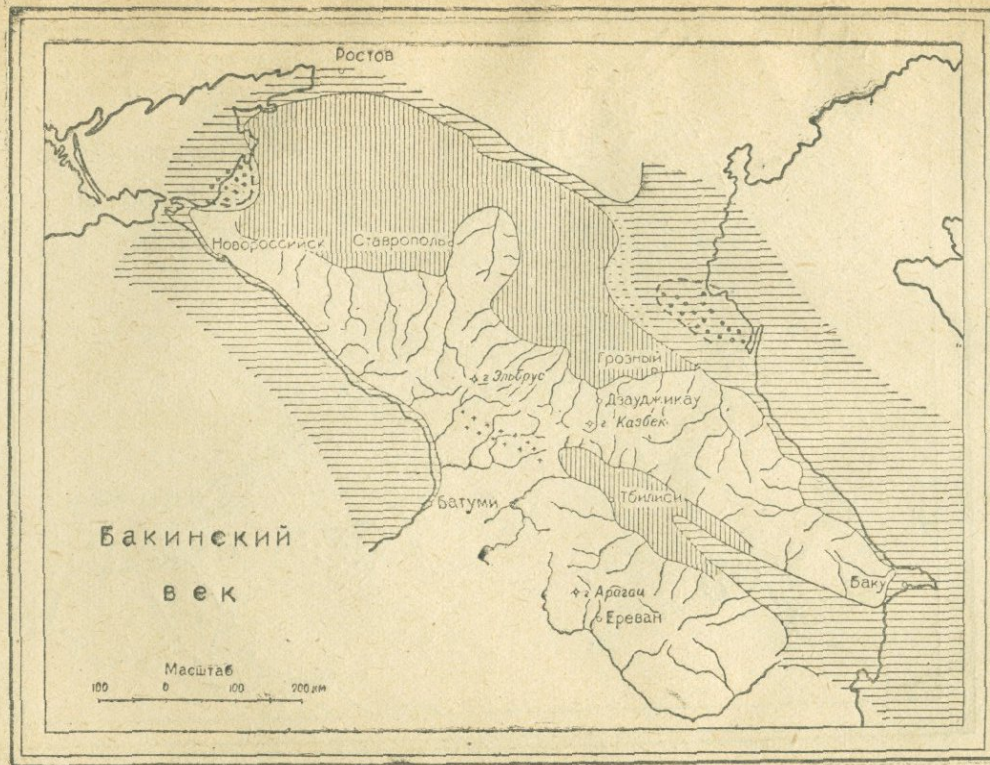
Схема N2



Условные знаки

- Предполагаемый контур моря в фазу регрессии
- Общие контуры прогибов
- Контур Ставропольского поднятия
- Моноклиналильные поднятия
- Горстовые поднятия осевой части Кавказского хребта
- Ступенчатое поднятие южного склона хребта
- Осевые линии складчатых дислокаций
- Местные впадины (прогибы и грабены) на суше
- Куэстовая зона северного склона
- Вулканы и области их развития
- Наибольшие контуры ледников по А. Л. Рейгарду

Схема №3





Условные знаки

- Предполагаемый контур моря
- Терекский и Кубанский прогибы, западные впадины галечников и гудиников
- Контур Ставропольского поднятия
- Моноклиналильные поднятия
- Полого-складчатые и сводовые поднятия
- Горстчатые поднятия осевой части Кавказского кряжа
- Ступенчатое поднятие южного склона кряжа
- Осевые линии складчатых дислокаций
- Местные впадины (прогибы) и грабен на суше
- Вулканы и области их развития
- Контурные площади оледенения

Схема N5



Условные знаки

- Хазарское море
- Предполагаемые области моря
- Контуры прогибов
- Наибольшие мощности отложений
- Днища долин, врезанных в хазарском веке
- Покров суглинков и галечников (аллювиальные равнины)
- Мощные накопления аллювия в депрессиях

Схема №6



Условные знаки

-  Море
-  Предполагаемые области, занятые морем
-  Крупнейшие долины, резанные в толщу казарских суглинков и аллювиально-делювиальных отложений
-  Области мощного накопления далавия на казарском аллювии
-  Контур площадей оледенения



Условные знаки

-  Контуры морских бассейнов во время послехвалынской регрессии
-  Главные речные системы
-  Площадь покрытая послехвалынской трансгрессией
-  Острова

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
А. Обзор главнейших проблем четвертичной истории Кавказско-Черноморско-Каспийской области	4
I. Введение	4
II. Стратиграфическая основа четвертичной истории Кавказа	5
III. Связь между поднятиями горных областей и опусканиями морских котловин	6
✓ IV. Число следенений и их связь с эпохами орогенических движений	8
V. Основы корреляции четвертичных морских и континентальных образований Черноморско-Кавказско-Каспийской области	10
VI. Граница плиоцена и постплиоцена и общая схема стратиграфического разделения постплиоцена	15
VII. Общая схема корреляции постплиоцена Черноморско-Кавказско-Каспийской области	17
VIII. Основы стратиграфии террас	26
IX. Солевой режим, Каспия и каскад морей	27
X. Общие масштабы четвертичных движений земной коры и эрозионных процессов	29
Б. Постплиоцен Кавказско-Черноморско-Каспийской области	32
I. Конец плиоцена и начало постплиоцена. Верхний апшерон (Гюнц и гюнц-миндель)	32
1. Бассейн Каспийского моря	32
2. Бассейн Черного моря	41
3. Дислоцированность апшеронских отложений и структура Кавказа	43
4. Континентальные образования	45
5. Рельеф Кавказа в конце плиоцена	47
II. Эоплейстоцен	60
а. Предбакинская орогеническая фаза (Главная фаза минделя)	60

1. Тектонические движения	60
2. Вулканизм	64
✓ 3. Оледенение	65
4. Краткая характеристика нового физико-географического облика	67
б. Бакинский век (Миндель-рисс)	68
1. Бассейн Каспийского моря	68
2. Бассейн Черного моря	73
3. Континентальные образования и рельеф в бакинское время	82
3а. Предкавказье	82
3б. Область Кавказского хребта	87
3в. Закавказье	95
III. Мезоплейстоцен	99
а. Предхазарская орогеническая фаза (Рисс)	99
1. Тектонические движения	99
2. Вулканизм	106
✓ 3. Оледенение	108
б. Хазарский век (Рисс-вюрм)	111
1. Бассейн Каспийского моря	111
2. Бассейн Черного моря	114
3. Континентальные образования и рельеф в хазарское время	117
3а. Предкавказье	117
3б. Область Кавказского хребта	119
3в. Закавказье	121
IV. Неоплейстоцен	124
а. Предхвалынская орогеническая фаза (Вюрм и его стадии)	124
1. Тектонические движения	124
2. Вулканизм	131
✓ 3. Оледенение	131
б. Хвалынский век (Вюрм-бюль)	134
1. Бассейн Каспийского моря	134
2. Бассейн Черного моря	137
3. Континентальные образования и рельеф в хвалынское время	139
V. Голоцен	144
а. Послехвалынская орогеническая фаза (Бюль и его стадии)	144
1. Тектонические движения	144

	Стр.
2. Вулканизм	147
✓3. Следование	147
6. Послехвалынский век	148
1. Бассейн Каспийского моря	148
2. Бассейн Черного моря	151
3. Континентальные образования и рельеф в послехвалы- нское время	151
Заключение	152
Список главнейшей литературы по четвертичной геологии Кав- казско-Черноморско-Каспийской области	156



Техред. М. Капеланиян

Корректор Г. Турабов

Сдано в производство 4/III 1948 г. Подписано к печати 16/IV 1948 г.

Объем 11,5 п. л. В 1 п. л. 38400 печ. зн. БФ 03318, Заказ № 125.

Изд. № 523. Тираж 1.000

Типография АН Арм. ССР, Ереван, ул. Абовяна, 104.