



А. В. КОЖЕВНИКОВ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, Ю. В. САЯДЯН

О Ч Е Р К
СТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНА
КАВКАЗА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

А. В. КОЖЕВНИКОВ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, Ю. В. САЯДЯН

О Ч Е Р К
СТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНА
КАВКАЗА

222/
ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА
К РЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ
СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
И ВЕРХНЕПЛИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
КАВКАЗА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН 1977 ЛЕНИНГРАД



Ответственный редактор **А. Т. АСЛАНЯН**

Редакторы: **Е. П. ЗАРРИНА,**

И. И. КРАСНОВ,

Е. В. ШАНЦЕР

ВВЕДЕНИЕ

Составление предлагаемой корреляционной схемы оказалось делом достаточно длительным и трудоемким. Авторы столкнулись, прежде всего, с неравномерной изученностью верхнеплиоценовых и четвертичных отложений различных районов Кавказа. Второй объективной трудностью, тормозившей работу, явилось большое разнообразие генетических типов четвертичных отложений, характерное для этого региона, сложность их фацальных соотношений, неразработанность методов корреляции. Это заставило в какой-то мере ограничить набор частных колонок, составляющих схему. Тем не менее она сохранила свой общекавказский характер.

Общекавказские корреляционные схемы составлялись и ранее. Они имеются в работах Н. И. Андрусова (1918 и др.), Л. Ш. Давиташвили (1933), А. Л. Рейнгарда (1936, 1947), В. П. Колесникова (1940), П. В. Федорова (1957, 1963), Б. П. Жижченко (1958, 1968), Г. И. Попова (1959), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), К. К. Маркова и др. (1965), Д. В. Церетели (1966), Е. Е. Милановского (1968), А. В. Кожевникова (1963, 1971), Н. А. Лебедевой (1974). Знаменательна также попытка В. А. Зубакова и В. В. Кочергуры (1974) создать более строгую схему сопоставлений, основанную на результатах радиологических, термолюминесцентных и палеомагнитных исследований. Однако сколько-нибудь полной, а тем более общепринятой корреляционной схемы для рассматриваемой территории до сих пор не существует. Предлагаемая схема претендует на большую полноту, чем предыдущие, хотя и она, конечно, не лишена недостатков.

При первом же взгляде на предлагаемую корреляционную схему (см. прилож.) обращают внимание ле-

вая и правая ее части. Граница четвертичной (антропоеновой) системы опущена под «нижний апшерон» каспийской шкалы, под переходные, дрейссеновые и мерийские слои черноморских разрезов. Проводя эту границу подобным образом, авторы подчинялись официальной рекомендации XXIV сессии МГК (Монреаль, 1972), хотя взгляды каждого из них в отдельности в этом отношении различны. Во всяком случае никто из авторов не ставит под сомнение возможность проведения нижней границы четвертичной системы под бакинскими отложениями в полном соответствии с принятым на Кавказе в настоящее время подразделением, если с общих позиций подобное решение проблемы окажется целесообразным.

Вместе с тем в схему включены акчагыл, куяльник и их континентальные аналоги. Необходимость привлечения материалов, касающихся акчагылских и куяльничких отложений, становится очевидной, если иметь в виду правую часть схемы—региональную шкалу Европейской части СССР (К. В. Никифорова, И. И. Краснов, Л. П. Александрова, Ю. М. Васильев, Н. А. Константинова, А. Л. Чепалыга, 1976). В ней «холодные» горизонты, соответствующие оледенениям и похолоданиям, чередуются с «теплыми». Причем палеомагнитные данные (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974, М. А. Певзнер, 1972 и др., В. М. Трубихин, 1975 и др.) позволяют в самом общем плане констатировать синхронность «холодных» (а, следовательно, и «теплых») горизонтов в разрезах Европейской части СССР и предгорий Кавказа. Число выделенных горизонтов в европейской шкале и на Кавказе оказывается совпадающим,—во всяком случае от квабебского горизонта в среднем акчагыле и выше. Для некоторых возрастных интервалов кавказской шкалы намечаются более дробные подразделения. Основа региональной корреляционной схемы Кавказа—климатостратиграфическая. Чередование «теплых» и «холодных» климатолитов устанавливается не только в пределах плейстоцена и эоплейстоцена-апшерона, но и в акчагыле, прослеживаясь, в конечном счете, до самой его подошвы. Климатостратиграфический подход к проблеме заставляет рассматривать традиционный акчагыл понто-каспийской схемы

в едином ряду с последующим апшероном. С разных позиций — биостратиграфических (А. А. Али-Заде и др., 1972, К. А. Ализаде и др., 1972), геостратиграфических (А. В. Кожевников, 1968), не говоря уже о климатостратиграфических (А. В. Кожевников, 1966, 1968, 1976, И. И. Краснов, К. В. Никифорова, 1973, К. В. Никифорова и др., 1976) они всегда воспринимаются как единое целое.

Главная, собственно кавказская, часть схемы состоит из подразделений, относящихся к Большому Кавказу, Малому Кавказу и к территориям тяготеющим к морским бассейнам—Черноморскому и Каспийскому.

Основой корреляционной схемы в пределах Большого Кавказа является последовательность разновозрастных комплексов ледниковых отложений, намеченная работами А. Л. Рейнгарда (1947), Л. А. Варданянца (1948) и др. и в значительной степени уточненная Е. Е. Милановским (1966), дополнившим ее сведениями о моренах верхнеплиоценовых и эоплейстоценовых оледенений.

Не менее важна для Большого Кавказа последовательность вулканогенных толщ, установленная работами Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского (1973) и получившая в последнее время в отдельных своих частях радиогеохронологическую и палеомагнитную характеристики (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974). Данными о соотношениях ледниковых отложений с вулканитами в значительной степени подкрепляются суждения об относительном возрасте тех и других и появляются возможности для абсолютного датирования ледниковых комплексов.

Существенное значение при стратиграфическом расчленении, правда, для ограниченного временного интервала (верхний плейстоцен-голоцен), имеет анализ строения озерно-аллювиальных, озерных и ледниковых толщ, выполняющих внутригорные эрозионно-тектонические котловины (верховья Кубани, Терек и др.).

На Малом Кавказе наиболее полно представлены озерные и озерно-аллювиальные отложения межгорных впадин и вулканиты, разрез которых в интервале верхний плиоцен—антропоген почти непрерывен. Стратигра-

фия этих образований опирается на фаунистические, флористические, радиогеохронологические и палеоманитные исследования, освещенные в работах А. Т. Асланяна, 1958; А. А. Габриеляна, 1964; А. Т. Асланяна, Ю. В. Саядяна, 1973; Ю. В. Саядяна, 1968, 1969, 1970, 1977 и других исследователей.

Следующей существенной составляющей общекавказской корреляционной схемы являются террасы речных долин с их валунно-галечными, песчано-галечными аллювиальными свитами разной мощности. Строение аллювиальных свит горных рек, сходное в самых общих чертах, при ближайшем рассмотрении оказывается различным в разных частях долин и на разных стратиграфических уровнях. В интервале средний-верхний плейстоцен для большей части террас ряда долин северного склона Большого Кавказа устанавливается тесная связь аллювиальных свит с флювиогляциальными отложениями, постепенные переходы одних в другие (Г. И. Горецкий, 1962; А. В. Кожевников, 1962). Наклонные поверхности флювиогляциальных конусов, ограниченных бортами горных долин («дельты-соловараки» по Г. И. Горецкому, 1962) сливаются с более пологими в продольном профиле поверхностями речных террас. Для террас позднебезенгийских это происходит быстро, на протяжении первых км, для террас раннебезенгийских переход занимает несколько км (до 10—15), в среднем плейстоцене формировались мощные аллювиальные свиты, связанные с их флювиогляциальными аналогами столь тесно, что разграничение их на каком-то определенном отрезке долины становится затруднительным.

Аллювий террас разных стратиграфических уровней обнаруживает различие или сходство, прежде всего, по мощности, крупности обломочного материала, степени его сортированности, по характеру слоистости и соотношению фаций. Подошва аллювиальных свит, чаще всего относительно ровная, нередко имеет сравнительно узкие переуглубления, также заполненные аллювием, в ряде случаев, выявлены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о межледниковом климате горных районов. Таким образом для ал-

лювия, выполняющего переуглубленные части разновозрастных долинных уровней, устанавливается соответствие межледниковым или субмежледниковым этапам развития горных долин, а для аллювия, слагающего верхние части террас — их ледниковый (или субледниковый) возраст.

Следует подчеркнуть, что подобное строение аллювия характерно не только для горных, но и для предгорных частей долин, особенно в тех случаях, когда предгорья вовлечены в общее воздымание горного сооружения.

Новейшая тектоника имеет весьма существенное значение в процессе дифференциации аллювиальных свит, формировавшихся в субледниковых и субмежледниковых условиях. Даже в горах Большого Кавказа в грабенах, к которым приурочены речные долины, могут сохраняться аллювиальные, аллювиально-озерные межледниковые отложения. В межгорных впадинах Малого Кавказа, испытывавшего, по сравнению с Большим, меньшее воздымание, по-видимому, можно выделить аналоги всех межледниковий. При выходе в интенсивно погружающиеся предгорные прогибы и межгорные впадины переуглубленные части речных долин исчезают, аллювий распластывается и межледниковые свиты могут быть встречены как в основании, так и в кровле разновозрастных аллювиальных толщ, составляющих террасы, о чем свидетельствуют раковины теплолюбивых пресноводных моллюсков, остатки макроаммалий, появление красноцветных почв в толщах лиманных осадков, тесно связанных с приморскими аллювиальными равнинами.

В горах общее их воздымание обуславливает существенную неполноту геологической летописи. Переуглубления и выполняющий их аллювий в основании террасовых аллювиальных толщ древних, а иногда и молодых террас, часто оказываются уничтоженными последующей эрозией. Это в большинстве случаев позволяет относить аллювиальные свиты террас горных, а иногда и предгорных районов целиком к субледниковым и ледниковым этапам развития долин, что и отражено в корреляционной схеме. В пределах низких пред-

горий на Кубани ниже Армавира, на стыке ЮЗ Кавказа с Черноморским побережьем, возрастные рамки соответствующих аллювиальных толщ расширены за счет смежных межледниковий. В высоких предгорьях межледниковьям отвечают черноземные почвы в делювиальных шлейфах, среди суглинистых выполнений мелководных озерных котловин, расположенных на водоразделах, а также скопления травертинов.

Важной составляющей комплекса верхнеплиоценовых и антропогеновых накоплений Кавказского региона являются молассы предгорных и межгорных прогибов. Они включают в себя разнофациальные аллювиальные серии, в дистальном направлении переходящие в прибрежно-лиманные, расслоенные на разных стратиграфических уровнях морскими слоями с солоноватоводной фауной, а затем и в сплошную толщу морских осадков, каспийских и черноморских. Валунно-галечные отложения в предгорьях довольно однообразны и с трудом поддаются стратиграфическому расчленению. Гораздо перспективнее в этом отношении зона их перехода в прибрежно-лиманные и морские накопления. При относительно стабильных тектонических условиях аллювиальные и прибрежно-лиманные свиты тем дальше выдвигаются в сторону мелководья, вклиниваясь в морские осадки, чем активнее поступление со стороны гор обломочного материала. Еще вернее обратное заключение—чем ближе к горам проникают слои, охарактеризованные солоноватоводной фауной, тем слабее ощущается речной сток со стороны близлежащего горного сооружения.

Имеются в виду, конечно, мелководные морские бассейны. В их пределах фазы усиления речного стока со стороны горной суши фиксируются опесчаниванием разреза морских осадков, появлением в них пресноводных моллюсков, иногда полным исчезновением солоноватоводных форм. Опесчаненные горизонты с удалением от прибрежных зон сменяются супесчано-суглинистыми, но опреснение сохраняется. Особенно отчетливо опресненные горизонты фиксируются сменой комплексов остракод-пресноводных и солоноватоводных.

Характерно, что горизонтам опреснения соответ-

ствуют комплексы пресноводных моллюсков бореального типа, а также смешанные спорово-пыльцевые спектры с пылью карликовой березки, принесенной из зоны высокогорного приледникового мелколесья (А. Л. Чепалыга, 1972, И. В. Маслова, 1960, Л. С. Исаева-Петрова, 1972).

Известно, что фазы активизации речного стока в горных долинах Кавказа в плейстоцене совпадали с этапами становления ледниковых климатических условий, и как раз с этими фазами связано опесчанивание и опреснение морских осадков в прибрежных зонах акваторий, занимавших краевые прогибы и межгорные впадины. Установление подобной зависимости позволяет придавать опресненным и опесчаненным свитам в разрезах молассовых серий стратиграфическое значение (А. В. Кожевников, 1976). На этой основе, в сочетании с палеонтологическими данными, возможно построение детальных стратиграфических схем. Первым опытом такого рода является схема С. А. Ковалевского (1936), не потерявшая своего научного значения до настоящего времени.

Особая роль при анализе разрезов прибрежно-морских осадков предгорных и межгорных впадин отводится фиксации пепловых горизонтов для тефрохронологических целей.

Анализ строения моласс и террасовых спектров речных долин указывает на значительно большую сложность геологической истории горных районов Кавказа по сравнению с тем, что зафиксировано в их пределах геологической летописью. Это касается, прежде всего, ледниковых отложений. Ряд ледниковых комплексов, вероятно, еще может быть обнаружен при дальнейшем детальном картировании горных районов, но все же вряд ли чисто ледниковая шкала достигнет той дробности, которая устанавливается при анализе молассовых серий и спектров речных террас. Отсюда следует вывод о том, что изучение верхнего плиоцена и антропогена предгорий—ключ к расшифровке событий, имевших место в горах.

Анализируя предлагаемую корреляционную схему, легко заметить, что наиболее полные разрезы соответствуют Рионской и Куринской впадинам. Они счи-

таются непрерывными, в чем для районов г. Потн, ст. Дайкенд и Сарыджаляр вряд ли кто-либо сомневается (А. Г. Лалиев, 1957, В. Е. Хаин, Г. А. Ахмедов, 1957). На стратиграфическое расчленение этих разрезов, по-существу, опирается вся схема.

Выше была дана самая общая характеристика основ предлагаемой корреляционной схемы. Далее также кратко будут рассмотрены особенности стратиграфии верхнего плиоцена и антропогена каждого из тех районов, которые включены в схему.

1. РИОНСКАЯ ВПАДИНА, ТАМАНЬ, ЧЕРНОМОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ КАВКАЗА

Сводный разрез верхнего плиоцена-антропогена Рионской впадины составлен по буровым данным, относящимся к центральным ее районам (А. Г. Лалиев 1957, Д. В. Церетели, 1966), а также по разрезам Абхазии и Гурии. Буровые скважины в окрестностях г. Потн вскрывают непрерывное напластование преимущественно песчано-глинистых отложений вплоть до подошвы киммерия. Несмотря на то, что соответствие границы между киммерием и куяльником подошве верхнего плиоцена требует дальнейшего уточнения, киммерийские слои оставлены нами вне рассмотрения. В качестве верхнего плиоцена окраин Рионской впадины показаны поквешские слои (р. Гализга). Это глины с *Didacnomya phasiaca* David., *Pachiodacna suchumica* Andrus. *Prosodacna leptopsammata* David. Следует подчеркнуть, что обособление кавказского куяльника под названием поквешские слои (Л. А. Невесская, К. А. Богданович и др., 1975) не вполне удачно, так как Г. Ф. Челидзе (1964) в качестве поквешинского горизонта выделял лишь самые низы куяльника Абхазии.

Стратиграфический объем поквешских слоев (кавказского куяльника) не совпадает с объемом стратотипа—куяльника района Одессы. Последний сопоставляется лишь с верхами поквешских слоев схемы Л. А. Невесской, К. А. Богдановича и др. (1975). В нашей схеме этот интервал разреза обозначен как переходный, куяльнико-гурийский и отнесен к эоплейстоцену.

Наиболее полно переходные слои изучены в Гурии. Здесь это песчанистые глины с обильными *Dreissena solchica* Kip., выше с *Pirgula* sp., *Micromelania* sp. Т. Г. Китовани (1967), З. А. Имнадзе (1967) горизонт с *Dreissenidae* относят к вышележащим гурийским слоям. Судя по спорово-пыльцевым данным (И. И. Шатилова, 1967, 1974, В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974), переходным слоям соответствует крупная фаза похолодания климата, начинающая собой антропоген в новом его объеме,— на склонах Рионской впадины появляются таежные растительные ассоциации.

Гурийские слои Рионской впадины и Гурии представлены, главным образом, глинами и алевроитами с *Digressodacna digresse* (Liv.). До недавнего времени считалось, что они составляют и завершают эоплейстоцен Западной Грузии. Однако уже работы Т. Г. Китовани (1967) показали, что слои «чауда» Гурии, тесно связанные с нижележащими гурийскими слоями, по своей фаунистической характеристике не вполне соответствуют стратотипу и, вероятно, по сравнению с ним занимают значительно больший стратиграфический интервал. Палеомагнитные исследования В. А. Зубакова и В. В. Кочегуры (1974) подтвердили вывод Т. Г. Китовани—почти вся «гурийская чауда» оказалась намагниченной обратно. Таким образом, стратиграфический объем гурийских слоев существенно сократился и в состав эоплейстоцена вошли низы так называемой «гурийской чауды», обозначенные В. А. Зубаковым, В. В. Кочегурой и Г. И. Поповым (1974, 1975), как слои «чахвата» и «цвермагал». В абхазско-мегрельских предгорьях верхнему плиоцену и эоплейстоцену Рионской впадины соответствуют конгломераты колхидской серии, положение верхней, да и нижней границы которых не вполне определено (Е. К. Вахания, 1973). Важно подчеркнуть, что по данным И. И. Шатиловой (1967) в составе, в целом термофильных спорово-пыльцевых спектров нижней части гурийской чауды, устанавливается фаза резкого увеличения содержания пыльцы хвойных, что указывает на похолодание климата кавказских предгорий. Аналогичная фаза отмечена также близ кровли цвермагальских слоев.

Самые верхи чаудинских слоев Гурии намагничены прямо и относятся уже к плейстоцену. Мощность чауды в Гурии около 60 м, в скважинах района г. Потти—400 м. Между тем переходы от гурийских осадков к чаудинским и от чаудинских к древнеэвксинским вполне постепенны (А. Г. Лалиев, 1957, В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974, Т. Г. Китовани, 1975, З. А. Имнадзе, 1975). Различие в мощностях объясняется разнонаправленностью тектонических движений в центральных частях Рионской впадины и гурийской ее подзоне. В кровле чаудинских отложений Гурии улавливаются слои, обедненные в фаунистическом отношении (Т. Г. Китовани, З. А. Имнадзе, 1971; З. А. Имнадзе, 1975). Кровля чаудинских отложений в скважинах района г. Потти проводится по исчезновению из разреза *Didacna tschaudae* Andrus. Выше в интервале глубин 150—200 м (максимум 250 м) среди глин и песков встречена фауна древнеэвксинского типа (А. Г. Лалиев, 1957). Представители средиземноморской фауны не обнаружены. Однако с глубин 140—145 м подняты типично карангатские формы *Mastra subtruncat* Da Costa var. *trigonula* Ren. и *Chione gallina* L. В связи с этим, вслед за Д. В. Церетели (1966), приходится делать вывод, что в опресненном Рионском заливе узунларская фауна представлена только каспийскими формами. В верхней части этого стратиграфического интервала, под слоями с карангатской фауной, пройден прослой торфа (скв. Млтаква, гл. 121 м).

Карангатские отложения (40—120 м) охарактеризованы фауной преимущественно в нижней части разреза. Новоевксинская фауна появляется в среднем на глубинах около 40 м, древнечерноморская — на 30—35 м. Следует подчеркнуть, что глубины залегания тех или иных горизонтов от скважины к скважине сильно варьируют, причины этого явления (неотектоника, палеорельеф, фациальные замещения) не проанализированы в достаточной степени. В пределах верхней части разреза, относящегося к голоцену, обращают внимание четыре торфяных горизонта, отвечающие по мнению Д. В. Церетели (1966) голоценовым регрессиям Черного моря.

Однообразие, невыразительность фауны в преде-

дах значительных интервалов разреза плейстоцена Рионской впадины, заставляют использовать для стратиграфического расчленения комплексную методику, и, в частности, спорово-пыльцевой анализ. Соответствующие данные опубликованы Д. В. Церетели и Н. С. Мамацашвили (1975). Они фиксируют термофильную растительность в основании разреза среднего плейстоцена, в основании его верхней трети и еще один раз в верхней его части. В этих интервалах полностью отсутствует пыльца *Betulaceae*—зона высокогорного альпийского березового редколесья себя не проявляла. Остальные части разреза характеризуются обилием пыльцы сосны, травяных, постоянным присутствием пыльцы березы. Сокращение буковых древостоев и увеличение березового редколесья фиксируются для интервала разреза, завершающего средний плейстоцен. Над ним улавливается фаза резкого потепления климата, вероятно, соответствующая карангату. Она сменяется отчетливо выраженным похолоданием. Выше выделяется теплая фаза, которую можно отнести к середине верхнего плейстоцена, похолодание, отвечающее новозвксинским слоям (глубин 9,5—16 м) и, наконец, голоценовое потепление. Сказанное позволяет сделать вывод о больших возможностях палинологии при расчленении осадков опресненного мелкоморья по сравнению с фаунистическим анализом. Это, кстати, подтверждается и при изучении керна глубоководного бурения с корабля «Гломар Челенджер».

Существенную дифференциацию разреза Рионской впадины можно наблюдать в пределах черноморского побережья Кавказа, главным образом, на участке Тамань—Гатры. Район Сухуми является в этом отношении переходным. Таманский п-в, вплоть до г. Анапы,—это район, где сохранились древнейшие элементы верхнеплиоцен-антропогенного разреза черноморского побережья Кавказа. Присутствующие в основании разреза глины куяльника с *Dreissena theodori* Dav. вверх постепенно сменяются песками и глинами таманского акчагыла с *Avimactra subcaspia* (Andrus.).

Таманские морские слои выше по разрезу переходят в лиманные супеси с прослоями красно-бурых глин. Не вполне ясно по отношению к этому разрезу

положение куяльницкой террасы района г. Анапы (В. М. Муратов, А. Б. Островский, 1970). Терраса и краснобуроцветный пролювий, ее перекрывающий, могут быть несколько древнее таманских морских слоев и их лиманного завершения, как это показано на схеме, но могут оказаться и одновозрастными с таманским горизонтом.

С глубоким размывом ложатся на глины куяльника слои с таманским комплексом фауны млекопитающих, содержащие, помимо костей млекопитающих, раковины пресноводных моллюсков, в том числе *Vogatschevia sturi* М. Ноерн. Фаунистическая характеристика определяет их стратиграфическое положение.

Столь же резко от нижележащих слоев отделены чаудинские отложения мыса Каменного и мыса Пекла с *Didacna* cf. *parvula* Nal. и *D. baeri-crassa* Pavl., перекрытые бурыми лиманными глинами с прослоями красноцветных погребенных почв. Этот комплекс осадков может рассматриваться как стратиграфический аналог «гурийской чауды», на что указывают красноцветные почвы покрова. Но не исключено их сопоставление с нижней чаудой стратотипа. С еще большей вероятностью это относится к пескам мыса Литвинова, перекрытым светло-бурыми суглинками и слагающим террасу высотой 40—45 м. В песках присутствуют *D. baeri-crassa* Pavl., *D. parvula* Nal. и другая менее характерная фауна.

Верхнечаудинские слои на Кавказском побережье фиксируются более определенно. Это пески и галечники террасы, имеющей относительную высоту 80—100 м, среди которых у сан. Гизельдере собрана фауна, содержащая *Didacna tschaudae* Andrus., *D. pseudocrassa* Pavl., а также конгломераты мыса Идукопас с *Didacna tschaudae* Andrus., *D. cf. parvula* Nal., *D. cf. rudis* Nal. и др. и пески хут. Малый Кут на Тамани с *Didacna baeri-crassa* Pavl., *D. parvula* Nal., *D. catillus* Eichw., о чем свидетельствует присутствие в них, наряду с нижнечаудинскими формами, верхнечаудинской фауны (П. В. Федоров. 1963).

Наибольшая дифференциация эвксино-узунларской серии черноморских осадков устанавливается южнее—между г. Геленджиком и п. Лазаревское. Здесь

в разрезах морских террас зафиксированы лишь трансгрессивные горизонты разреза. Древнейшей террасой этого цикла является древнеэвксинская с фауной преимущественно каспийского типа. Однако есть указания на присутствие среди этой фауны *Balanus* и *Cardium edule* L. (П. В. Федоров, А. Р. Гептнер, В. М. Муратов, 1961; П. В. Федоров, 1963, 1969). Высота террасы меняется от 30—40 до 60—70 и даже 80—85 м (А. Б. Островский, 1968). Раннеузунарские (палеоузунарские, шапсугские) слои отмечены в разрезе древнеэвксинской террасы между мысом Идукопас и р. Бетта в качестве покровного ее горизонта, содержащего обильные *Cardium edule* L., *Balanus* (П. В. Федоров, 1963, 1969). Они перекрывают прибрежную часть террасы на высоте 40—45 м и отделены от нижележащих древнеэвксинских горизонтом размыва, а иногда и делювиально-пролювиальными суглинками с фрагментами погребенной почвы (А. Б. Островский, В. Е. Щелинский, 1969).

Юго-восточнее, между устьями рек Шапсуго и Нечепсуго, древнеэвксинские и раннеузунарские слои существенно разобщены. Первые слагают террасу высотой 65—70 м, последние обнаружены в цоколе позднеузунарской террасы на абс. отм. 24—30 м и имеют ингрессивное залегание. В них встречены *Balanus*, *Cardium edule* L., в более низких горизонтах *Dreissena polymorpha* Pall., *Didacna* sp., в условиях местного опреснения *Micromelania* sp., *Caspia* sp. (А. Б. Островский, В. Е. Щелинский, 1969; П. В. Федоров, 1969). Залегание раннеузунарских (шапсугских) слоев трансгрессивное, но от древнеэвксинских они отделены крупной регрессией. Древнеэвксинская трансгрессия относится к каспийскому типу и существовала в условиях одностороннего стока через проливы, шапсугская трансгрессия—типично средиземноморская, но проникшая в пределы сильно опресненного бассейна.

Аналогичная пара трансгрессивных горизонтов фиксируется для несколько более позднего этапа среднего плейстоцена. Речь идет о позднеузунарской, эвксинско-узунарской (пшадской) террасе, выделяемой во многих пунктах кавказского побережья (П. В. Федоров, 1963, 1969). Это прежде всего, с. Тенгинка близ

устья р. Шапсуго, участки между Небугом, Агоем, Макопсе, Аше. У с. Тенгинки из ее разреза известны *Didacna nalivkini* Wass., *D. pallasi* Prav., *Monodacna* sp., *Dreissena caspia* Eichw., *Teodoxus pallasi* Lind., каспийские формы, вместе с *Balanus*. Здесь же в верхней части разреза присутствуют *Cardium edule* L., *Synedon*, *Patella*. Между Небугом и Агоем из этой же террасы, помимо обильной каспийской фауны, известен *Cardium edule* L. Аналогичная картина по данным П. В. Федорова (1963, 1969) характерна для разрезов эвксино-узулларской террасы между Макопсе и Аше. Улавливается появление и увеличение числа средиземноморских форм снизу вверх по разрезу. Основной горизонт, слагающий террасу, содержит каспийскую фауну и соответствует поздней древнеэвксинской трансгрессии. Трансгрессия, по-видимому, развивалась в условиях одностороннего стока со стороны Каспия. По размерам она уступала ранней древнеэвксинской и постепенно сменялась позднеузулларской (пшадской) трансгрессией средиземноморского типа. Предшествующая фаза развития Черного моря была регрессивной.

С интервалом разреза, завершающим средний плейстоцен, тесно связан вопрос о так называемой ашейской террасе, более молодой, чем позднеузулларская и более древней, чем карангатская. Наиболее четко на высотах от 28—30 до 35—40 м она устанавливается между Геленджиком и р. Аше. Разрез террасы, изученный у д/о Макопсе и в правобережье р. Аше, по данным А. Б. Островского (1968) содержит фауну карангатского типа. Это—*Raphia* cf. *senescens* (Coc.), *P. rugata* B. D. D., *Chione gallina* L., *Chlamys* sp., *Cardium edule* L. в верхней части и *Didacna* sp., *Dreissena polymorpha* Pall., *Teodoxus pallasi* Lind., вместе с редкими *Cardium edule* L.—в нижней. Разрез террасы двучленен и в этом отношении напоминает разрез позднеузулларской террасы.

Завершают разрез среднего плейстоцена морские слои с фауной каспийского типа и аллювий, заполняющие переуглубления в основании разреза карангатской (раннекарангатской) террасы (V. M. Muratov, A. B. Ostrovsky, E. O. Fridenberg, 1973).

В верхнем плейстоцене выделяются карангатская

2221
(раннекарангатская) и сурожская (позднекарангатская) террасы, стратиграфическая обособленность которых нередко ставится под сомнение (П. В. Федоров, 1969, 1970). Однако эти террасы имеются практически на всем побережье. Во многих пунктах можно видеть их прислоение друг к другу, а иногда и к более древней ашейской террасе (Джубга-Шапсуго, устье Небуга, ст. Чимитоквадже, Лазаревское, район г. Сочи, участок—Адлер-Леселидзе и др.). Для них характерен комплекс средиземноморской фауны (*Cardium tuberculatum* L., *Chione gallina* L. *Parhia senescens* (Coc.), *Scrobicularia plana* (Costa) и др.), особенно богатый для сурожского уровня. Высоты террас 24—26 и 12—15 м.

В основании сурожской террасы, так же как в основании карангатской, прослеживаются переуглубленные участки речных долин, заполненные аллювием. Завершает последовательность морских террас побережья новочерноморская терраса, формированию которой предшествовало накопление новоэвксинских (верхнеплейстоценовых) и древнечерноморских (уже голоценовых) слоев, соответственно, с фауной каспийского и средиземноморского типов. Сами новочерноморские слои также содержат фауну, по составу близкую к современной Черного моря.

Предлагаемая последовательность черноморских террас существенно отличается от традиционной. По существу она является синтезом схем, предложенных в разное время П. В. Федоровым (1963, 1970, 1971), А. Б. Островским (1968), А. Б. Островским и др. (1969, 1974). При этом авторы во многом опирались на материалы А. Б. Островского (1968 и др.), полученные в результате планомерной и достаточно детальной геологической съемки.

Основной вывод, естественно возникающий при анализе предлагаемой стратиграфической последовательности, это соответствие регрессий Черного моря кульминационным фазам ледниковий и последующее нарастание трансгрессий вплоть до уровня близкого к современному в межледниковьях, когда восстанавливалась связь с мировым океаном.

Надо сказать, что вывод этот во многом не является новым и в общем теоретическом плане был пред-

сказан А. И. Москвитиным (1934, 1938) и Е. В. Шанцером (1939, 1940). Не являются новыми и данные о множественности трансгрессивных фаз, отраженных в схеме. Идея о самостоятельности позднекарангатской трансгрессии и соответствующей террасы была использована еще при съемочных работах Кавказской экспедиции МГУ (1956—1961 гг.). Поводом к тому послужили наблюдения близ устья р. Агой и в левобережье р. Небуг, где можно было видеть прислонение позднекарангатских морских осадков, слагающих террасу, к пролювиальным и аллювиальным отложениям по крайней мере двух возрастных генераций, более молодым, чем терраса собственно карангатская (раннекарангатская в данной схеме). Вслед за Г. И. Поповым (1955, 1957, 1959) для позднекарангатской террасы было принято название «сурожская». В процессе съемочных работ 1956—61 гг. на участке Геленджик-Туапсе была закартирована и ашейская терраса, обозначенная тогда как «среднеэвксинская» и отнесенная к среднему плейстоцену (А. В. Кожевников, 1968). Более детальные съемки А. Б. Островского подтвердили и конкретизировали эти представления, уточнили фаунистическую характеристику ашейских слоев. Радиогеохронологическое изучение раковин из «карангатских» террас позволило получить данные об абсолютном их возрасте— для ашейской—120—140 тыс. лет, для карангатской (раннекарангатской)—80—90 тыс. лет, для сурожской (позднекарангатской)—32—47 тыс. лет (Х. А. Арсланов, А. Б. Островский, 1975; В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974; Г. И. Попов, В. А. Зубаков, 1975). Геохронологические и палинологические данные подтверждают самостоятельность и межледниковый характер упомянутых трансгрессивных фаз, причем самую раннюю из них—ашейскую, вместе с предшествующей пшадской (позднеузунларской), заставляют помещать в пределы одного межледниковья, второго в среднем плейстоцене. Так решило Собрание в пос. Лазаревское (апрель, 1976), хотя не исключен и более поздний, микулинский, возраст ашейских слоев.

2. ДОЛИНЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА, МОЛАССЫ ПРЕДГОРИЙ

Последовательность террас речных долин южного склона западной части Большого Кавказа, показанная в левой графе этой части корреляционной схемы, основывается, главным образом, на изучении террасового спектра р. Кодори. Учитывались также данные полученные в долине Ингури, для нижнего плейстоцена—в долине Риони, для среднего—в долинах Шахе, Бзыби, для верхнего — в долинах Мзымты, Бзыби, Гумисты, Ингури. Во всех случаях имелись в виду участки долин, расположенные несколько выше и ниже выхода их из гор. В долине Риони это район г. Кутаиси, по Ингури — участок между Ингури ГЭС и г. Зугдиди, по Кодори— между с. Земо-Лата и ст. Дранды и т. д. В ряду террас, относящихся к эоплейстоцену, особенно широко распространена наиболее молодая из них—XII надпойменная. Ее аллювий с поверхности существенно изменен в процессе формирования мощного (первые метры) красноцветного элювиального профиля. Более древняя терраса (XIII) сохранилась лишь в виде фрагментов и фиксируется, чаще всего, по высыпкам выветрелых валунов и гальки. Верхнеплиоценовые террасы лишены аккумулятивного покрова.

Террасы, относимые к нижнему плейстоцену (их две) известны по Риони выше г. Кутаиси. Здесь они сложены валунно-галечным материалом значительной мощности. Нижняя из этих террас известна под названием «чомская» (Д. В. Церетели, 1966). Именно эта терраса чаще всего наблюдается в других долинах (Ингури у с. Эцери, Кодори у с. Шаумяновка и др.) На выходе из гор аллювий террасы галечный, в кровле песчаный, суглинистый, охристо-желтый, красновато-бурый, близ поверхности выветрелый, но в меньшей степени, чем в разрезах террас, относимых к эоплейстоцену.

Весьма отчетливо выделяется группа террас, относящихся к среднему плейстоцену. Они отличаются значительной мощностью аллювия и преимущественно валунным его составом. Эти террасы наблюдаются у с. Наа-Армянское на р. Кодори, есть они в долине Ин-

гури, на Гумисте и т. д. Однако в этих долинах из террасового спектра выпадает наиболее ранняя из среднеплейстоценовых террас. В принципе она есть в других долинах (например, по р. Шахе), но поскольку предлагаемая последовательность опирается, прежде всего, на данные, полученные в долине Кодори, мы воздерживаемся от включения ее в схему, избегая чисто механической интеграции террасовых рядов разных долин.

Террасы, относимые к верхнему плейстоцену и голоцену, достаточно полно представлены во всех крупных долинах юго-западного склона Б. Кавказа. Число их различно (максимальное—5—6), подразделяются они на две группы—сравнительно высокие (до 40—50 м на выходе из гор) и более низкие (не выше 30 м). Среди последних I-я, II-я и III-я имеют сравнительно пологий продольный профиль. IV надпойменная терраса дробится на уровни (2—3, иногда больше) и круто погружается в продольном профиле, явно уходя под уровень поймы.

Обоснование возраста речных террас юго-западного склона Б. Кавказа зиждется, главным образом, на соотношениях их с морскими террасами побережья. I-ая надпойменная терраса рек, вместе с поймой переходит непосредственно в морскую новочерноморскую. Известно, что в устьях рек в ее основании прослеживаются переуглубления, в основном, заполненные аллювием, тяготеющим к регрессивным уровням более низким, чем новозвксинский. Аллювиальные свиты, выполняющие переуглубления, являются стратиграфическими аналогами аллювия, слагающего II, III и особенно IV надпойменную террасы рек. Об этом свидетельствует крутое падение IV террасы и ее уровней в продольном профиле речных долин. Они моложе сурожской (позднекарангатской) террасы черноморского побережья.

Террасы высотой 40—50 м (V и VI надпойменные) по сравнению с II—IV сложены более грубым и мощным аллювием. VI-я терраса обычно сохраняется фрагментарно, но V-я широко развита во многих долинах. От выхода из гор к морю она с 40 м отн. высоты опускается до 15—20 м над уровнем моря. Она моложе карангатской (раннекарангатской) морской террасы. Ее аллювий, так же как и аллювий VI террасы, выполняет приустьевые переуглубления речных долин и соот-

ветствует времени предсуроужской регрессии. Вместе с тем, имеется мнение, согласно которому, разрез V террасы наращивался вверх по мере подъема уровня моря вплоть до максимума суроужской (позднекарангатской) трансгрессии, и в этом случае верхи аллювия V террасы соответствуют осадкам, слагающим суроужскую (позднекарангатскую) морскую террасу. В связи с этим верхняя граница аллювия V надпойменной террасы в схеме показана пунктиром и несколько поднята. Это касается также речных террас, завершающих средний плейстоцен (VII-я н/п, два уровня). Для VIII террасы соотношение не меняется—поздние древнеэвксинские слои наращиваются пшадскими межледниковыми. Наращивался, вслед за морским разрезом, и разрез аллювия VIII н/п террасы, конечно, главным образом, в приморской предгорной зоне. Для IX и X н/п террас предполагается прямое соответствие чаудинским морским террасам. Привязка более древних аллювиальных свит и террас к тем или иным горизонтам морского разреза менее определена. При обосновании возраста террас в данном случае имелось в виду их вероятное соответствие плювиальным климатическим фазам, сопровождавшимся в горах оледенениями того или иного масштаба.

Полный ряд террас предгорной приморской зоны складывается, таким образом, из речных и морских его составляющих с учетом террас малых долин юго-западного склона Б. Кавказа, где боковая эрозия в субледниковые моменты времени проявляла себя не столь активно, как в главных, и почти все террасы, формировавшиеся во время морских трансгрессий, имели возможность сохраниться в рельефе. Таковы речные террасы, связанные с ранней древнеэвксинской трансгрессией, с узунларской поздней, с ашейской, собственно карангатской и позднекарангатской (суроужской).

Стратиграфия верхнего плиоцена и антропогена северного склона западной части Большого Кавказа базируется на последовательности террас и аллювиальных свит долины Кубани и рек, относящихся к ее бассейну. В долине р. Кубани выявлен и изучен наиболее полный террасовый спектр из всех известных для

кавказского региона (Г. Ф. Мирчинк, 1928, Н. Н. Соколов, 1930, А. И. Москвитин, 1933, 1938, В. И. Громов, 1937, 1948, А. Л. Рейнгард, 1947, И. Н. Сафронов, 1956, А. В. Кожевников, 1961, 1962, Г. И. Горещкий, 1962, Н. А. Лебедева, 1963). Общее число террас, не считая некоторых дополнительных уровней, достигает 19. Почти все они располагаются в зоне предгорий, на участке между выходом из Пастбищного хребта и г. Краснодаром. Довольно четко устанавливаются группы террас— низких, средних, высоких и наиболее высоких.

Наиболее высокие террасы Кубани в районе г. Черкесска сохранились не все и лишь в виде фрагментов на склоне Пастбищного хребта. Значительные площади они занимают на водоразделах Зеленчуков, Урупа, Лабь. Самая древняя, XIX-я, отраденская—на Уруп-Лабинском, еще две в виде фрагментов—на Уруп-Зеленчукском водоразделах. Все они галечные, галечники фаунистической характеристики не имеют и террасы датируются по их расположению относительно более молодой, XVI-й, андрее-дмитриевской террасы. Андрее-дмитриевская терраса занимает обширную территорию Лабино-Урупского междуречья. Она нацело галечная, мощность галечников значительна. Среди них из карьера ст. Андрее-Дмитриевская переопределены остатки *Archidishodon* (Н. А. Лебедева, 1963), по новым данным это *A. meridionalis meridionalis* Nesti.

Самые молодые террасы этого комплекса—XV-я, кропоткинская и XIV-я, некрасовская, относятся к эоплейстоцену. Они развиты на Кубани западнее г. Армавира. Относительные их высоты здесь существенно меньшие, чем это могло бы быть в районе г. Черкесска, если бы они там сохранились, что и оговорено в схеме. Строение террас сходно—внизу грубые пески, иногда с галькой, выше—мелко- и тонкозернистые и далее переход их в мощные супеси и суглинки, сложенные красноцветными почвами пойменного типа. Мощность аллювия кропоткинской террасы до 100 и более м., некрасовской значительно меньше—30—40 м. В базальных песках кропоткинской террасы обнаружены раковины *Bogatshevia sturi* (С. А. Яковлев, 1922), в песках некрасовской террасы—остатки *Archidiscodon meridionalis tamanensis* (Н. А. Лебедева, 1963).

Группа высоких террас, относимых к нижнему плейстоцену—это, прежде всего, две террасы Кубанско-Кумского водораздела. Условно с одной из них сопоставляется терраса р. Лабы у ст. Воздвиженской, откуда определены остатки *Archidishodon wusti* (Н. А. Лебедева, 1963). Верхняя из этих террас названа Г. И. Горецким (1962) невинномысской. С. И. Дотдугев (1975) зафиксировал в горной части долины р. Кубани еще две высокие валунно-галечные террасы, отнесенные им к нижнему плейстоцену. В корреляционной схеме они показаны в этой группе, как древнейшие.

К среднему плейстоцену отнесены террасы, вообще не известные до съемочных работ 1956—61 гг. (А. В. Кожевников, 1961, Г. И. Горецкий, 1962). В последнее время результаты этих съемок подтверждены С. И. Дотдугевым (1975). К этому же комплексу, по-видимому, принадлежит так называемая соленоозерская терраса, традиционно относимая к «минделю» (Г. Ф. Мирчинк, 1928). Г. И. Горецкий (1962) обосновывает ее лихвинский возраст, увязывая галечники террасы с лихвинскими слоями котловины Больших Соленых озер, расположенной близ ее тылового шва. Однако анализ разреза позволяет считать галечники несколько более молодыми, впрочем в рамках того же лихвинского интервала. К такой позиции близки взгляды Г. Н. Родзянко (1959), который считает эту террасу древнеэвксинской. В целом рассмотренная часть схемы близка к последней из предложенных А. Л. Рейнгардом (1947). Он считал соленоозерскую террасу рисской.

Низкие террасы Кубани (I—VI), имеют сравнительно малую мощность галечного аллювия. Они отнесены к голоцену и верхнему плейстоцену. VI терраса традиционно считалась «рисской» (Г. Ф. Мирчинк, 1928, А. И. Москвитин, 1933, А. В. Кожевников, 1962, Г. И. Горецкий, 1962). Отличительной ее чертой является значительная мощность галечного аллювия и суглинистый покров делювиально-пролювиального и аллювиального генезиса, отсутствующий на террасах более низких. Делювиально-пролювиальный шлеф, с ней связанный, у г. Черкесска подстилается погребенной черноземной почвой лугового типа, содержащей раковины

наземных моллюсков. Выше, в самом шлейфе, на разных уровнях выделяется еще 5—6 гумусированных прослоев—иногда это почвы, темно-серые, черноземновидные, иногда следы их переотложения. Нижняя почва обычно определялась как одинцовская или микулинская, но общая неразработанность почвенной стратиграфии в этом районе, позволяет считать ее либо интерстадиальной, либо межледниковой, мологошексинской. Отсюда верхнеплейстоценовый возраст аллювия VI террасы Кубани. А. Л. Рейнгард (1947) так же относил ее к вьюрму.

В целом, при датировке террас Кубани приходится основываться все на том же принципе соответствия главных, цикловых террас, регионально развитых в пределах долины, ледниковым и субледниковым этапам развития кавказского региона, когда питание рек водой и, главное, обломочным материалом было более интенсивным, чем в моменты межледниковые и межстадиальные. В какой-то степени межледниковыми являются базальные горизонты аллювия кропоткинской и некрасовской террас в пределах Западно-Кубанского прогиба. Это отражено в схеме. Очевидно в межледниковых условиях формировались красноцветные почвы пойменного типа в верхней части разрезов этих террас и, наложенный на них и на более древние террасы (вплоть до отраденской), красноцветный элювий. Впрочем, для этого верхнеплиоцен-эоплейстоценового временного интервала понятия «ледниковье» и «межледниковье» в предгорьях весьма условны. Более поздние межледниковья фиксируются погребенными почвами в делювии, в разрезах осадков бессточных озер. Бурение, проведенное в пределах одной из озерных котловин (Большие соляные озера у г. Черкесска), выявило чередование ледниковых и межледниковых слоев со степными и лесными (или лесостепными) спорово-пыльцевыми спектрами (Г. И. Горецкий, 1962), причем межледниковые слои содержат фрагменты погребенных почв. К межледниковьям и межстадиалам относится аллювий, выполняющий долинные переуглубления. Под IV террасой Кубани и ее уровнями переуглубление прослеживается от Карачаевского до Черкесска, более древние не сохранились.

3. ЛЕДНИКОВАЯ ОБЛАСТЬ. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ НАГОРЬЯ БОЛЬШОГО КAVKAZA

Стратиграфическая схема ледниковой области дана нами интегрированно для всего Большого Кавказа, но, по-существу, она основывается на материалах картирования Эльбрус-Казбекского региона (бассейн Терека), верховьев Кубани и Ингури.

Важнейшим элементом схемы является фиксация следов древнейшего эльбрусского (акчагыльского) оледенения на северном склоне Эльбруса, близ перевала Ирикчат и чегемской (апшеронской) морены в разрезах гор Кум-Тюбе и Кюген-Кая на Чегемском нагорье (Е. Е. Милановский, 1960, 1966; Н. В. Думитрашко, Е. Е. Милановский, С. П. Бальян, Ю. В. Саядян, 1977). В последнее время экзотический характер гнейсовых, слюдяно-сланцевых и гранитных валунов, встреченных среди конглобрекций у перевала Ирикчат, ставится под сомнение (С. И. Дотдугев, 1975), соответственно под вопросом показан в схеме эльбрусский (ирикчатский) ледниковый комплекс. Вместе с тем сомнения, высказанные по поводу чегемской (кумтюрбинской) морены (Е. К. Станкевич, 1974), признаны неубедительными. Валунные накопления гранитного и иного состава в разрезах гор Кум-Тюбе и Кюген-Кая имеют значительную мощность (до 80 м) и весьма определенный характер залегания — они подстилаются и перекрываются верхнеплиоценовыми вулканитами. Близки к ним по своему водораздельному положению моренные накопления района г. Мукол-Кая, между рр. Чегемом и Черекон. Гипсометрически они лежат значительно ниже кумтюрбинских и могут иметь несколько более молодой возраст. Слабость аргументации в пользу такого решения не позволила нам выделить муколкаинскую морену в самостоятельный ледниковый комплекс, но в принципе дальнейшие исследования могут привести к подобному выводу. Не отражены в схеме и те данные, которые свидетельствуют в пользу древнейшего раннеплейстоценового оледенения, более древнего, чем выделенное Е. Е. Милановским (1966) эльтюрбинское. Все сведения, касающиеся нижнеплейстоценовых морен, известных в верховьях Риони, Ингури, Кодори (хр. Загар, долина Гвандры, район Клухорского перевала; Д. В. Церетели, 1966, 1973; Б. Л. Соловьев,

1967) объединены в эльтюбинский ледниковый комплекс, впредь до появления новых более обстоятельных описаний. Собственно эльтюбинский ледниковый комплекс, изученный в долине Чегема у с. Эльтюбю (Е. Е. Милановский, 1966), построен достаточно сложно — верхняя морена, вложенная в нее мощная моренная толща, расслоенная хорошо окатанным валунным материалом, прислоненные к морене флювиогляциальные валуно-галечные отложения мощностью до 20 м. Все это на высоте 400—500 м над урезом р. Чегем.

Более поздние накопления терского ледникового комплекса от эльтюбинских ледниковых образований обособлены очень четко. Они приурочены к более поздней троговой ступени, отделенной от эльтюбинской интервалом высот в 150—200, реже 300 м. В долинах Чегема, Баксана толщи морен, приуроченные к днищу трога этого уровня, достигают особенно большой мощности (у с. Эльтюбю на Чегеме до 150 м), причем морена расслоена приледниковыми озерными отложениями (Е. Е. Милановский, 1966). Залегание морен, занимающих среднее положение на склонах долин Баксана и Чегема, в какой-то мере разновысотно, что позволяет предполагать их относительную разновозрастность. На то, что это предположение имеет основания, указывают наблюдения, сделанные в долине Терека у сел Коби, Арша, Паншети. У с. Арша на высоте 300—400 м над переуглубленным в позднем плейстоцене руслом р. Терек, в 20 м над его современным уровнем, на цоколе, сложенном сланцами лайаса, лежат грубообломочные накопления, состоящие из оглаженных валунов и глыб андезитов, сланцев и других пород, мощностью более 10 м. Наиболее вероятно их моренное происхождение. Выше залегают туфобрекчии андезитового состава, андезито-дацитовые лавы мощностью более 100 м. На лавах лежит аллювий, сложенный хорошо окатанными валунами и галькой, его мощность — до 5 м. Выше лежит морена (более 10 м), состоящая из глыб, валунов и обломков гранодиоритов, юрских сланцев и андезито-дацитов. Аналогичное залегание морен, андезитов и аллювия наблюдается в разрезах западного склона вулк. Кабарджин.

Присутствие аллювия под верхней мореной, вместе с подстилающими вулканитами, свидетельствует о существенной разобщенности нижней и верхней морен во

времени, о принадлежности их к разным этапам горного оледенения — терскому I и терскому II. Боковая морена позднетерского оледенения сохранилась и ниже Дарьяльского ущелья. В Озмийской котловине (у ОзмиГЭС) по левому берегу р. Терек к ней прислонена серия более поздних террас. Морена прослеживается к устью р. Диджауком, то есть вплоть до Скалистого хребта.

В долинах Риони, Ингури и Кодори отчетливо прослеживаются два уровня боковых морен, относимых к среднему плейстоцену. В долине Ингури это морены у сел Ушгули, Латали, Пари. По Д. В. Церетели (1966), верхние боковые морены этого комплекса принадлежат лахамскому (или ингурскому) оледенению, нижние — его стадии. Последнее вряд ли верно — разница высот залегания соответствующих боковых морен достигает 100—150 м. Это морены самостоятельных оледенений.

Обсуждая проблемы оледенения юго-западных склонов Большого Кавказа, нельзя не упомянуть о своеобразных отложениях, известных в долине р. Амткели (правый приток р. Кодори). По поводу их генезиса, ледникового или водного, ведется дискуссия. Степень их сохранности и обнаженности не позволяет пока прийти к однозначному решению данного вопроса. Однако близость к этому району центров оледенения на Абхазском хребте указывает на то, что ледниковые процессы и в случае водного происхождения рассматриваемых накоплений наложили на их формирование определенный отпечаток.

Характеристика позднеплейстоценового, безенгийского оледенения дана во многих работах, касающихся горного оледенения Б. Кавказа (Л. А. Варданянц, 1948, Г. К. Тушинский, 1949, С. Л. Кушев, 1952, 1964, В. Н. Олюнин, 1953, П. В. Ковалев, 1960, Г. И. Горецкий, 1962, Д. В. Церетели, 1966, А. В. Кожевников, 1962, Е. Е. Мнлановский, 1966). Морены безенгийского оледенения приурочены к хорошо сохранившимся троговым формам рельефа. Трудности возникают лишь при разграничении морен раннего (безенги I) и позднего (безенги II) ледниковых комплексов. Достаточно четко морены первого позднеплейстоценового оледенения устанавливаются на правом склоне кубанского трога у с. Карт-Джурт, на высотах около 200 м над его днищем. Морена здесь фациально связана с мощными флювиогляциальными отложениями, с мощной флювиогляциальной «дельтой-со-

ловаракой» по терминологии Г. И. Горецкого (1962). Морена первого в позднем плейстоцене оледенения, вероятно, выстилает днище трога. Более поздние ледниковые и иные слои, наложенные на них, прислонены к картджуртской морене и древнейшей в кубанском троге «дельте—соловараке». Конечных морен в этом комплексе (безенгийском II, джемагатском) несколько — главная ниже устья р. Улу-Хурзук на Кубани, при устье Джемагата на Теберде, стадияльные — при устье р. Уллу-Хурзук, на территории курорта Теберда и т. д. (А. В. Кожевников, 1962).

В верховьях долин юго-западного склона Б. Кавказа ледниковые и флювиогляциальные отложения безенгийского комплекса подразделяются довольно отчетливо. В долине Риони морены первого, максимального в позднем плейстоцене, оледенения отмечены у с. Уцера и в местности Саглоло, второго (более мощные, лучше сохранившиеся) — у с. Геби. В долине Ингури следы максимального продвижения льдов зафиксированы близ устья р. Накры. Особенно хорошо морены первого в позднем плейстоцене оледенения прослежены по р. Ненскре (ненскринское оледенение по Д. В. Церетели, 1966). Ко второму безенгийскому оледенению, вероятно, относятся морены бечойской, латальской и местийской стадий, выделенных Д. В. Церетели (1966). В долине Кодори оледенениям позднего плейстоцена соответствуют морены у с. Генцвиши и при устье р. Гвандра. Морена первого оледенения развита также по р. Клыч (клычское оледенение по Б. Л. Соловьеву, 1967). Оледенения, зафиксированные в верховьях речных долин юго-западного Кавказа, вполне сопоставимы с установленными в верховьях Кубани.

Необходимо подчеркнуть, что близость гипсометрического положения безенгийских ледниковых комплексов позволяет сомневаться в их принадлежности к самостоятельным оледенениям. Однако материалы, опубликованные Г. И. Горецким (1962), показывают, что даже в интерстадиалах последнего оледенения, во время накопления диатомитов в подпрудном Уллукам-Учкуланском озере, широколиственные породы вместе с елью проникали в верховья долины Кубани в такой же, если не большей степени, чем ныне. Не менее теплый, чем современность, этап накопления озерных осадков фиксирует-

ся сразу над мореной, выстилающей днище кубанского трога, точнее, котловины экзарационно-тектонического происхождения, на глубинах 156,8—171,75 м и выше по разрезу под сравнительно молодыми стадияльными моренами (Г. И. Горецкий, 1962).

В долине Черёка остатки размытой морены раннебезенгийского оледенения отмечены у с. Советское (бывш. Кашка-Тау), значительно ниже Скалистого хребта*. Выше ущелья в Скалистом хребте раннебезенгийская доменная морена представлена весьма эффектно и определена. Максимальная стадия позднебезенгийского оледенения также фиксируется мощными боковыми моренами. Аналогичным образом выглядят соотношения ранне- и позднебезенгийских морен в долинах Малки, Баксана, Чегема. В других случаях они менее отчетливы (С. Л. Кушев, 1952, 1964, В. Н. Олюнин, 1953, Е. Е. Милановский, 1966).

В долине Терека обе морены погружены под уровень реки в пределах эрозионно-тектонической котловины и отделены друг от друга осадками подпрудного озера. Глины и алевроиты подпрудных озер, особенно в зоне, приближенной к Скалистому хребту,— не редкость в долинах горной части бассейна Терека. Чаще всего они либо не содержат пыльцы и спор, либо фиксируют холодные приледниковые климатические условия и должны рассматриваться как приледниковые или межстадиальные. «Теплые» спорово-пыльцевые спектры типа уллукамских для этого района неизвестны. Межморенные озерные осадки в долине Терека в палинологическом отношении не изучены. Все это затрудняет разграничение ледниковых отложений безенгийского комплекса. Еще хуже обстоит дело в пределах восточной части Большого Кавказа. Здесь разграничение безенгийских морен проведено на основе чисто гипсометрических данных. Шахнабадский комплекс морен соответствует в районе Шахдагского массива максимуму распространения ледников — первому безенгийскому оледенению (например, лазинская морена на высоте 1600 м), шахдюзинские морены свидетельствуют о значительном позднебезенгийском сокращении площади оледенения. Шахдюзинские,

* Имеется мнение о селевом происхождении глыбовых накоплений на этом участке (С. И. Дотдугев, 1975).

арагикамские конечные морены располагаются на выс. 2600—2800 м. Еще одна стадия позднебезенгийского оледенения Восточного Кавказа — шахюрдская (Б. А. Будагов, 1964) фиксируется на выс. 3000 м.

Стратиграфия вулканогенных образований основывается, главным образом, на сведениях о соотношении их с ледниковыми, аллювиальными накоплениями, с моласами предгорий, на данных о характере их намагниченности, об абсолютном их возрасте.

Наиболее мощной вулканической толщей в пределах Большого Кавказа являются липаритовые, липарито-дацитовые, дацитовые лавы, туфы и туфолавы основания вулканической постройки Эльбруса, а также липарито-дацитовые туфолавы и игнимбриты Чегемских нагорий. Мощность липаритовых и липарито-дацитовых туфолав в пределах Верхнечегемского нагорья — 2—2,5 км. Их возраст, определенный К-Аг методом — $2,5\text{--}3,05 \pm 0,2$ млн. лет, возраст гранодиорит-порфиров подводящего канала (р. Джунгусу) — $2,6 \pm 0,2$ млн. лет (М. М. Аракелянц, А. М. Борсук, 1969). Возраст липаритов Нижнечегемского нагорья — $3,2 \pm 0,6$ млн. лет (Г. Д. Афанасьев, И. Б. Иванов, Л. Л. Шанин, 1964). Полярность игнимбритов прямая, что, учитывая радиогеохронологические данные, указывает на их сопоставимость с нижним акчагылом (эпоха Гаусса).

В пределах Казбекской вулканической области древнейшими являются андезито-дациты над с. Паншети и в верховьях Девдоракского ледника. Мощность и распространение их значительно меньшее, чем в районе Эльбруса и на Чегемских нагорьях. Верхнеплиоценовые извержения Казбекской области, в основном, имели эксплозивный характер.

Более поздние вулканыты, относящиеся к низам антропогена (эоплейстоцен, апшерон), слагают на Верхнечегемском нагорье вершины гор Кум-Тюбе и Кюген-Кая. Это темноцветные андезито-дацитовые лавы, суммарная мощность которых достигает 200—300 м. Имеется указание о нормальной намагниченности этих лав (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974). Отсюда следует вероятность временного их соответствия эпизодам Гильса или Харамильо или началу эпохи Брюнес. Геологические данные, строго говоря, не противоречат этим допущениям. Первое принято В. А. Зубаковым и В. В. Кочегурой

(1974) — возраст нижележащей морены чегемского (кумтюрбинского) оледенения они считают верхнеакчагыльским. С общих геологических позиций вероятнее второй вариант — средне-верхнеапшеронский возраст чегемской морены (Е. Е. Милановский, 1966).

Андезито-базальты и андезито-дациты, близкие по возрасту к кумтюрбинским вулканитам, известны в Эльбрусском районе в бассейне р. Тызыл и близ устья р. Кинжал (Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский, 1973). В Казбекском вулканическом районе стратиграфические аналоги кумтюрбинских вулканитов не выделены, условно к ним могут быть отнесены некоторые из древних генераций андезито-базальтов.

Ранний плейстоцен следует рассматривать как фазу некоторого ослабления вулканической деятельности на Б. Кавказе. В Эльбрусском районе вулканиты этого возраста не отмечены. На южном склоне Казбека к этому времени относятся андезиты мнадонского потока, перекрывающие галечники террасы, которая в настоящее время возвышается над Тереком на 200 м. Учитывая вулкано-тектоническое проседание массива, погруженность и подпруженность этой части Терской долины, первичную высоту террасы следует оценивать не менее, чем в 500 м.

Более представительна для Б. Кавказа средне-позднеплейстоценовая фаза вулканизма. К среднему плейстоцену в верховьях р. Баксан относятся мощные дациты и андезито-дациты (до 750 м), иногда перекрывающие морену раннETERского оледенения. На склонах Казбека к среднему плейстоцену относятся андезиты верхних потоков у с. Цдо, межморенные андезиты у сел Арша и Паншети. К концу среднего плейстоцена относится образование андезито-дацитового вулкана Кабарджин. В основании его вулканической постройки залегает рыхлая эксплозивная вулканокластическая толща, по простиранию переходящая в вулканогенно-осадочную, содержащую озерные фации. Это так называемая сионская толща, формировавшаяся возможно в межледниковых условиях.

К верхнему плейстоцену в западном Приэльбрусье относятся дацитовые туфолавы Чемарткольского и ряда других центров извержений, а также андезито-дациты вулканического конуса Таш-Тюбе. На северных склонах

Эльбруса разрез вулканитов, относящихся к верхнему плейстоцену, начинается характерным горизонтом дацитовых пемз, перекрытых пирокластолитами и мощными андезито-дацитами, проникающими в верховья речных долин (по р. Малке до 15 км). В пределах Чегемских нагорий отмечены продукты эксплозивных извержений, относящиеся к верхнему плейстоцену. На юге это андезито-дацитовые туфы бассейна р. Гарааузусу, на севере — дацитовые, липаритовые туфы, туфобрекчии, игнимбриты в долинах Баксана, Чегема, Гунделена.

В пределах Казбекского вулканического района вулканические процессы были более разнообразны. Для Казбека это грандиозные эксплозии, чхерские, цдовские лавовые потоки нескольких возрастных генераций (в рамках верхнего плейстоцена), самостоятельный вулканический сателлит в районе с. Арша (пирокластита, андезиты), а также целый ряд эксплозивных центров в долине р. Терек.

В пределах Кельского нагорья к верхнему плейстоцену относятся вулканические постройки М. и Б. Непискало. Лавовые потоки, пирокластолиты этих вулканов и их сателлитов неоднократно заполняли верховья р. Арагви и Байдары. Состав лав — андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты. К верхнему плейстоцену относится группа вулканов района Крестового перевала, вулканы Нарван-хох, сложенные лавами андезитового и андезито-дацитового состава, дациты вулкана Цителихати в верховьях р. Ксани, разнообразные по составу лавы вулканов Эрманского и Ахубатского плато в верховьях Б. Лиахви и андезиты Джавского района.

К голоцену относятся наиболее молодые андезито-дацитовые и дацитовые лавовые потоки, спускавшиеся из района восточной вершины Эльбруса к верховьям Баксана и Малки. Имеются лавы, перекрывшие морены «исторической стадии» современного оледенения (2—2,5 тыс. лет назад). В голоцене возник также ряд небольших вулканов на склонах Казбека — конусы Сырх казбекский, Кичут-Цвери, Тхаршети. Их лавы имеют андезито-дацитовый, андезито-базальтовый состав.

4. ДОЛИНЫ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КAVKAZA, МОЛАССЫ ПРЕДГОРИИ

Огромное значение для детализации стратиграфических схем верхнего плиоцена и антропогена Б. Кавказа имеет анализ разрезов молассовых серий, в частности, на его северном склоне — в бассейне Терека.

Основание моласс в Кабардинских предгорьях составляют конгломераты урванской серии, содержащие гальку чегемских липарито-дацитов. Верхней их части соответствуют известные кызбурунская и баксанская свиты (Е. Ё. Милановский, Н. В. Короновский, 1973), для которых имеется палеомагнитная характеристика, а также данные абсолютного возраста (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974). Свиты вулканогенно-обломочные, в основном, аллювиального генезиса, отделены друг от друга разрывом. Верхние слои кызбурунской свиты (5 м) намагничены прямо, нижние слои баксангэсской (42 м) — обратно, ее верхние слои (8 м) — прямо. Выше разрез срезан базальным горизонтом аллювия одной из террас Баксана.

Возможно соответствие обратно намагниченного интервала (нижние слои баксангэсской свиты) нижней части эпохи Матуяма, что подтверждает возраст взятых отсюда четырех обсидиановых бомб, определенный по методу треков — $2,2 \pm 0,5$ млн. лет (В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974). Такому их стратиграфическому положению в какой-то мере противоречит характер залегания отложений кызбурунской и баксангэсской свит — они вложены в глубокие долины, прорезающие липариты Чегемского нагорья, а также присутствие в верхах баксангэсской свиты гальки андезито-дацитов, сходных с теми, которые слагают вершины гор Кум-Тюбе и Кюген-Кая. Однако связь эта может быть не столь уж жесткой — в Приэльбрусье имеются более древние андезито-дациты подобного типа. С другой стороны цифры абсолютного возраста, полученные методом треков, не вполне надежны. Все это допускает некоторую свободу корреляции. Нормально намагниченные осадки кызбурунской и баксангэсской свит хронологически могут соответствовать эпизодам Гильса и Харамильо, и тогда рассматриваемая часть разреза будет соответствовать верхам палеомагнитной эпохи Матуяма, как и показано в корреляционной схеме.

Более полный, но, по существу, нерасчлененный разрез предгорной молассы известен в Осетии. Имеется в виду мощная серия Рухс-Дзуар, сложенная валунно-галечным материалом с огромной по объему примесью вулканогенной составляющей. Мощность серии превышает 2000 м, граница между нижней верхнеплиоценовой и верхней эоплейстоценовой ее частями в разрезах не фиксируется и проведена условно. Значительно информативнее несколько удаленный от гор разрез заманкульской серии, являющийся стратиграфическим аналогом серии Рухс-Дзуар. На северном склоне Сунженского хребта у с. Заманкул низы ее разреза составляет толща, в основании и кровле которой выделяются свиты туфогенных песков и песчаников с галькой и крупными глыбами андезитов, дарьяльских гранитов, реже габбро, принесенных селевыми потоками из горной части бассейна р. Терек. Разделяет их свита глин и алевроитов, содержащая раковины акчагыльских мактр и кардиумов, а также обильные растительные остатки: различные виды дуба, вяза, клена, птерокарии, гледичии, винограда и других растений, в достаточной степени теплолюбивых. Селевый режим в долинах бассейна Терека, вызвавший столь далекий водный перенос весьма крупных глыб дарьяльских гранитов, связывается с проявлениями вулканизма в ледниковых условиях (Л. А. Варданянц, 1948, Е. М. Великовская, 1959, Е. Е. Милановский, 1964, А. В. Кожевников, 1964, 1966). Суммарная мощность этой части разреза заманкульской серии достигает 600—650 м.

Выше следует мощная (до 250 м) толща глин, глинистых песков лиманного типа с остатками наземных моллюсков, которые А. А. Стеклов (1966) считает уже аншеронскими (*Chondrula* (*Chondrula*) *tchetchenica* Stekl. и др.). Завершает разрез заманкульской серии толща, состоящая из пяти свит — трех аллювиальных, грубообломочных, туфогенных, с глыбами гранитов и андезитов и двух песчано-глинистых, лиманного типа. Мощность двух нижних аллювиальных свит по 50—60 м, верхней — 80—100 м, лиманных свит — по 60—70 и более м. Характерно, что разрез заманкульской серии до деталей сходен с разрезом акчагыл-апшерона Александрийской опорной скважины, пробуренной в низовьях Терека (А. Г. Алексин, А. И. Цатуров, 1957, И. В. Маслова, 1960; А. В. Кожевников, 1966). Грубообломочным свитам за-

манкульской серии в разрезе морских глин с *Cardium domb'a* Andrus., *Mastra karabugasica* Andrus. и др. здесь соответствуют песчаные, как правило, опресненные свиты, совпадающие с зонами похолоданий, выделенными на сводной спорово-пыльцевой диаграмме (И. В. Маслова, 1960). Особенно четко улавливается переходная акчагыл-апшеронская свита с пресноводной фауной и наиболее обедненными палиноспектрами.

С разрезом заманкульской серии и серии Рухс-Дзуар оказываются сопоставимыми разрезы их стратиграфических аналогов на южном и северном бортах Сунженской (Чеченской) впадины. Верхней грубообломочной свите заманкульского разреза соответствует, в частности, чапчакская свита, развитая на водоразделе рек Сулак и Акташ (А. В. Кожевников, М. Ю. Никитин, 1977).

Разрез предгорных молассовых серий, проникая в горы, в связи с общим воздыманием Б. Кавказа, в принципе, дифференцируется и определенные его части оказываются, хотя бы и в самом общем виде, стратиграфическими аналогами аллювиальных свит, слагающих террасы речных долин, современных и древних. Наиболее древним элементом рельефа подобного рода является седловина Ходского перевала на Скалистом хребте, где на высоте 1500—1800 м над руслами соседних рек сохранился валунно-галечный аллювий. Фрагмент висячей долины оторван от современной гидросети. Аллювий Ходского перевала, содержащий большое количество вулканогенного материала, обычно сопоставляется с верхней частью свиты Рухс-Дзуар. С. И. Дотдугев (1975) указывает на большую его древность, что вполне вероятно и отражено в корреляционной схеме. Верхам свиты Рухс-Дзуар в горной части Центрального Кавказа, испытавшего наиболее раннее и энергичное воздымание, соответствует, вероятно, наиболее высокая (XIV-я) внутридолинная терраса рек бассейна Терека (отн. высота 600—650 м). Характерно, что по периферии Восточного Кавказа, вовлеченной в поднятие несколько позже, террасы — аналоги чапчакской свиты, имеют водораздельное расположение (г. Хонзахойтау и др.).

Высокие галечные террасы, относимые к нижнему плейстоцену (XII-я, XIII-я, XIV-я), в бассейне Терека выявлены С. И. Дотдугевым (1975), — по Баксану, Чере-

му, Ардону. Их относительные высоты — 300—500 м. Есть они и в долине Терека между Пастбищным хребтом и Дарьяльским ущельем. Характерно, что близкое число террас (XIV-я, XV-я, XVI-я, XVII-я), для соответствующего возрастного интервала установлено в долине р. Сулак (А. В. Кожевников, М. Ю. Никитин, 1977).

Достаточно определенно выделяются террасы средних высот, относимые к среднему плейстоцену. В горных частях долин Малки, Баксана, Черека, Уруха, по Тереку ниже Дарьяльского ущелья они располагаются на высотах от 200 до 300 м. Их также три — четыре (VIII-я, IX-я, X-я, XI-я) — по Тереку, Ардону, Чегему, Баксану. Мощность валунно-галечного аллювия, как правило, значительна, особенно на выходе из гор (до 60 и более м). В пределах впадин (Кабардинская, Осетинская) число террас сокращается до двух. Аллювий террас, в данном случае, своеобразен. Кроме валунно-галечного материала, в разрезах присутствуют глыбовые горизонты селевой фации, на подгорной равнине песчано-галечные слои наращиваются мощными суглинками, расслоенными в верхней части черноземовидными почвами лугового типа. В разрезах подгорной равнины на территории Терско-Дагестанского прогиба аллювию этих террас соответствуют песчано-галечные горизонты, расслаивающие толщу морских хазарских осадков. После работ М. М. Жукова (1936, 1945) эти горизонты получили название «теречных» (нижнетеречный, верхнетеречный). Они являются хорошими стратиграфическими реперами, позволяющими коррелировать морские и континентальные отложения предгорий. Выделяется соответствующий комплекс галечных террас и в долинах Восточного Кавказа (рр. Сулак, Самур). Несмотря на интенсивное поднятие территории, их аллювий и здесь отличается повышенной мощностью, присутствием суглинистого покрова. Число террас этого комплекса на Сулаке несколько больше, чем в других долинах (VII-я—XIII-я) — выделяются дополнительные уровни.

Группа террас, относимых к верхнему плейстоцену, во всех долинах обособляется наиболее определенно. Террас обычно четыре—пять, в редких случаях — шесть—семь. Максимальное количество террас характерно для долины р. Терек на участке Дарьяльское ущелье —

г. Орджоникидзе. К нижней части верхнего плейстоцена здесь относятся три террасы (V-я, VI-я, VII-я), имеющие значительные высоты (в Озмийской котловине — 70, 100 и 170 м) и мощный аллювий (до 100 и более м). В рельефе ложа каждой из террас выявлены древние русла Терека, заполненные аллювием, значительно более узкие, чем сами террасы (Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский, 1964). В Осетинской впадине аллювий этих террас погружается под уровень более низких. Какой-то из них, видимо, VII-й, соответствует песчаная терраса Терско-Кумского междуречья между Моздоком и Червленой, VI-й, — терраса в Эльхотовских воортах, сложенная суглинками с прослоями гальки. В предгорных разрезах V-й террасы установлено присутствие селевых глыбовых горизонтов, ранее принимавшихся за морену (Е. М. Великовская, А. В. Кожевников, 1959). В других долинах этой группы терских террас отвечает одна—две террасы. На Сулаке их две (V-я и VI-я), на Самуре и других реках восточной части Б. Кавказа не более двух.

Число террас, относящихся к верхней части верхнего плейстоцена и голоцену, обычно три—четыре, но следует иметь в виду существенную их особенность — они расчленяются на уровни, отделяющиеся друг от друга невысокими (2—3 м), но четкими уступами. Мощность аллювия любой из террас этого типа не более 5 м. Все они эрозионно-аккумулятивные и отличаются друг от друга лишь по ширине и высотам над руслами рек.

Возраст террас и слагающего их аллювия устанавливается по их соотношению с флювиогляциальными и моренными горизонтами в верховьях рек бассейна Терека. Эти соотношения фиксируются либо в результате прямых наблюдений, либо по положению аллювиальных и ледниковых образований в продольном профиле долин. В частности, верхнеплейстоценовый возраст террасы Терека, имеющей в Озмийской котловине высоту 160—170 м, доказывается ее прислонением к морене поздне-терского (кобийского) оледенения, флювиогляциальной природой отложений, слагающих верхи ее разреза, и присутствием в них выдержанного валунно-глыбового горизонта, напоминающего слегка перемытую донную морену (по-видимому, раннебезенгийскую). Существенное значение имеет анализ петрографического состава галечников — присутствие или отсутствие в них вулканитов

разных возрастных генераций. Для рек, выходящих к Каспию, решающими являются данные о соотношениях речных террас с морскими.

5. КАСПИЙСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И КУРИНСКАЯ ВПАДИНА

В пределах Каспийского побережья Большого Кавказа располагается обширный Кусарский предгорный прогиб, выполненный акчагыльскими, апшеронскими морскими осадками, а также континентальными аналогами верхнего апшерона. Имеется в виду валунно-галечная кусарская свита. Мощный акчагыл—глины с *Cardium dombra* Andrus., *Avimactra subcaspia* (Andrus.), *Mactra karabugasica* Andrus. и другими характерными формами, расслоен в средней части преимущественно песчаной, иногда песчано-галечной свитой с обедненным комплексом фауны и завершается переходной акчагыл-апшеронской песчаной свитой с *Dreissenidae*. Выше залегают глины и пески с *Apscheronia propinqua* (Eichw.), относящиеся к среднему-верхнему апшерону, верхние горизонты которых замещаются грубообломочными прибрежноморскими и аллювиальными накоплениями, содержащими ближе к горам фации селевого типа.

Акчагыльские и апшеронские морские свиты широко развиты и вне Кусарского прогиба — к югу и к северу от него вдоль Каспийского побережья Большого Кавказа. Здесь в них и более древние толщи осадков врезаны многочисленные абразионно-аккумулятивные террасы Каспия, относящиеся к плейстоцену.

Наблюдения в пределах Каспийского побережья Б. Кавказа (П. В. Федоров, 1957, Б. Г. Векилов, 1969) показали, что между речными и морскими террасами существуют постепенные переходы — поверхности их сливаются, аллювий фациально замещается морскими осадками, причем число речных и морских террас, в основном, совпадает.

Б. Г. Векилов (1969) выделяет на Кавказском побережье в пределах Азербайджана 13—14 морских террас (2 бакинские, 4 нижнехазарские, 1—2 верхнехазарские, 5 хвалыньских, 2 новокаспийские).

Среди бакинских нижняя (XIII-я, отн. высота 220—

240 м) считается урунджикской (мингечаурской) и для нее в качестве руководящей формы указана *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. Однако П. В. Федоровым (1957) для того же уровня дан более полный список фауны, в котором упомянуты ниже- и верхнебакинские *D. parvula* Nal., *D. rudis* Nal., а также ряд других форм.

Для нижнехазарских террас (IX—XII-я, интервал отн. высот 108—208 м) Б. Г. Векиловым (1969) устанавливается единый нерасчлененный фаунистический комплекс с *D. subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. nalivkini* Wass., для верхнехазарских (VII-я, VIII-я, отн. выс. 75—80 и 90—100 м) присутствие *D. nalivkini* Wass. и *D. surachanica* Andrus., для хвалынских и новокаспийских (I-я—VI-я—до 75 м отн. высоты)—господство дидакн из группы „*trigonoides*“.

Неясности возникают в связи с положением урунджикских слоев, которые по мнению ряда авторов (П. В. Федоров, 1957; Б. Г. Векилов, 1969; А. А. Свиточ, 1976) соответствуют самостоятельному морскому бассейну, существовавшему в конце бакинского цикла. Условия жизни в этом бассейне (А. А. Свиточ, 1976) были не вполне благоприятными, прохладными и тогда соответствующие слои следует относить к концу раннего плейстоцена. Этому заключению не противоречит палинологическая характеристика аналогов урунджикских слоев в пределах Северного Азербайджана и Дагестана (Т. Д. Абрамова, 1974). Но есть мнение о теплом климате урунджикской эпохи и тогда урунджикские слои в какой-то мере перемещаются в начало среднего плейстоцена. Неясности существуют и для верхнехазарского возрастного интервала, где отмечены лишь абразийные уровни. Однако для Дагестана, опираясь на данные П. В. Федорова (1957) и Г. И. Рычагова (1970), можно говорить об одной или даже двух аккумулятивных террасах, содержащих *Didacna surachanica* Andrus. (кроме четырех более древних, относящихся к нижнему хазару).

Последовательность морских террас, установленная Б. Г. Векиловым (1969), контролируется весьма близкими к ней (по числу составляющих) террасовыми рядами речных долин. Как следствие этого смена во времени фаунистических комплексов каспийских моллюсков позволяет обособить группы не только морских, но и речных террас, относящихся к нижнему, среднему и верхне-

му плейстоцену. Так на р. Сулак, близ выхода речной долины к береговым линиям древнего Каспия, устанавливается соответствие XIII верхнебакинской (урунджикской, мингечаурской по Б. Г. Векилову, 1969) морской террасы речным, наиболее молодым в группе высоких террас для этой зоны, весьма близким по относительным высотам (XIV—XV, А. В. Кожевников, М. Ю. Никитин, 1977). Определенным образом увязываются речные террасы с верхнехазарским, а также хвалынскими морскими уровнями.

Соответствие морских каспийских террас речным, длинным позволяет подчеркнуть некоторые климатические аспекты времени их формирования, — по крайней мере верхние горизонты тех и других накапливались в ледниковых (или субледниковых) условиях речного стока. Отсюда стратиграфическое значение каждой из морских террас каспийского побережья, несмотря на подчас полную идентичность фаунистической характеристики некоторых из них (например, нижнехазарские террасы). Каждая из крупных морских террас каспийского побережья Б. Кавказа соответствует одной из трансгрессивных фаз замкнутого Каспия.

Известны многочисленные возражения против подобной точки зрения, ибо следы столь большого числа трансгрессивных фаз Каспия на других побережьях отсутствуют. Установлено интенсивное воздымание восточной части Б. Кавказа в течение плейстоцена и обилие террас рассматривается как следствие прерывистости этого воздымания. Однако, соответствие числа морских и речных террас заставляет считать влияние этого непрерывно-прерывистого воздымания в пределах восточного сегмента Б. Кавказа повсеместным и устанавливать в плейстоцене более 30 фаз стабилизации и ускорения этого процесса, что вряд ли возможно. Между тем климатическая природа речных террас, сложность и, в то же время, сопоставимость террасовых спектров в разных речных долинах Б. Кавказа, имеющих различное тектоническое положение, прекрасно иллюстрируется рассматриваемой корреляционной схемой. И, следовательно, более вероятной представляется позиция о климатической природе морских террас, согласно которой поднятие каспийского побережья Кавказа лишь выводило осадки трансгрессивных фаз Каспия из зон воздействия последующей

абразии и, таким образом, способствовало формированию столь полной террасовой последовательности. На других берегах Каспия эти фазы либо интерферировались, либо просто себя не проявили из-за колебаний в размерах замкнутого Каспия, которые могли быть вызваны разными причинами, не связанными с развитием кавказского региона.

Многое для решения этой кардинальной проблемы может дать анализ строения верхнеплиоценовых и антропогенных отложений Куринской впадины. Основой стратиграфического их расчленения являются изменения в составе фаунистических комплексов, морских и континентальных (моллюсков, маммалий). Как известно, по фауне моллюсков морская толща верхнего плиоцена (акчагыла) подразделяется на три части, аналогичным образом делится эоплейстоцен (апшерон). В этом случае учитываются этапы зарождения, оптимального развития и угасания соответствующих фаун (В. П. Колесников, 1940, 1950, К. А. Ализаде, 1954, А. Г. Эберзин, 1959). Вместе с тем А. А. Али-Заде (1969) подчеркивает стратиграфическое значение среднеакчагыльского опесчаненного и опресненного горизонта, выделяя его в качестве самостоятельного подъяруса. Таким образом, намечается деление акчагыла на нижний и верхний с последующим выделением в каждой из этих стратиграфических единиц двух горизонтов, солоноватоводного и опресненного (А. В. Кожевников, 1968, 1976). Граница между акчагылом и апшероном в предлагаемой схеме проведена внутри горизонта опреснения, завершающего разрез акчагыла,— по исчезновению мелких тонкостенных мактр и кардиумов, по появлению псевдокатиллюсов и угнетенных апшероний (А. А. Али-Заде, Д. А. Алескеров, М. А. Певзнер, 1973). Вместе с тем при сопоставлении с региональной шкалой Европейской части СССР (К. В. Никифорова и др., 1976) подчеркнут другой возможный вариант границы — под указанным горизонтом опреснения, на климатостратиграфической основе.

Для апшерона также устанавливается более дробное подразделение по сравнению с общепринятым (К. М. Султанов, 1964, К. А. Ализаде, Э. М. Асадулаев, 1972). В разрезах по Гердыманчаю, Геокчаю нижний апшерон с парапшерониями завершается мощной свитой

песчанистых глин с дрейссами и лимнеями (100—150 м), верхний, также солоноватоводный, расслоен опресненной пачкой (80—90 м) и завершается мощными (90—200 м) суглинками континентального типа. Глины, пески с дрейссами, лимнеями, мелянописисами, литоглифусами выделяются в средней и верхней частях апшеронского разреза и на значительном удалении от гор—в наиболее погруженной части Куринской впадины (скв. Дайкенд, Сарыджалар). Естественно связывать эти горизонты опреснения с аналогичными предгорными.

Таким образом и для эоплейстоцена (апшерона) возможно двучленное деление с последующим расчленением на солоноватоводные и опресненные горизонты—два для нижнего и не менее двух для верхнего апшерона (А. В. Кожевников, 1968, 1976). В полной мере с столь дробным делением увязываются результаты исследований А. Л. Чепалыги (1972), Н. А. Лебедевой (1974), К. В. Никифоровой и др. (1976), свидетельствующие о чередовании солоноватоводных и опресненных горизонтов в разрезах моласс южного склона Б. Кавказа, которые, опираясь на экологические характеристики соответствующих комплексов пресноводных моллюсков и микромаммалей, можно обозначить как «теплые» и «холодные». Весьма показательны в этом отношении результаты палинологических исследований—в керне скв. о-вов Булла и Обливной в 30 км к северу от устья р. Куры для верхней части апшерона фиксируется высокое содержание пыльцы *Betulaceae*, свидетельствующее о распространении березового редколесья в высокогорной зоне Б. Кавказа (Л. С. Исаева-Петрова, 1972). Следует подчеркнуть, что на подобном чередовании солоноватоводных и опресненных свит в разрезе акчагыла-апшерона Аджиноура основано весьма дробное подразделение С. А. Ковалевского (1936), по существу, положенное в основу предлагаемого рассматриваемой корреляционной схемой.

Вполне удовлетворительно вписывается в эту детальную последовательность солоноватоводных и опресненных, теплых и холодных горизонтов схема Н. А. Лебедевой (1974), несколько менее дробная. Она осно-

вывається на виділенні в разрізі акчагыла—апшерона трансгресивно—регресивних циклів з їх базальними слоями, слоями, відповідаючими стабілізації рівня трансгресій, і регресивними пачками. Цінність схеми Н. А. Лебедевої в її насиченості указаннями на находки макромаммалій. Характерно, що рештки слонової знайдені, головним чином, в «теплих» базальних горизонтах, але є указання на подібні находки і в опреснених, «холодних» слоях, ібо похолодання в акчагыле-апшероне Закавказзя були дуже відносними. Так, рештки овернського мастодонта приурочені до низам «середнього» акчагыла, приблизно до того ж інтервалу разрізу відноситься своєобразна квабейська фауна. До верхам «середнього» акчагыла («фаза стояння») приурочені рештки *Archfdiskodon gromovi*, до акчагыл-апшеронському перехідному опресненому горизонту і вищеїлящим слоям, *A. meridionalis taribanensis* і *A. meridionalis cf. meridionalis*. Основна частина еоплейстоцена-апшерона характеризується рештками *A. meridionalis tamanensis*.

Аналогічні принципи, як показують спостереження, можуть бути положені в основу детального стратиграфічного підділення морського плейстоцена Куринської впадини. В скв. Сарыджаляр середі бакинських морських відкладень, сумарна потужність яких досягає 300 м, бурі супі і суглинки, що містять рідку гальку, пройдені на глибинах 954—961, 806—809, 768—772 і 751—761 м. Супі, як правило, немі, морська фауна зустрічається значно вище і нижче цих інтервалів разрізу середі глини сірого кольору (Н. В. Пашалы, 1964). В хр. Караджа, Коджашен нижній плейстоцен починається з бурних немих супі (50 м) з пісками і дрібною галькою в основанні, згідно їлящих на опресненому апшероне (тюркянська свита), на них їлягають їленовато-сірі глини (60—70 м) з їлинами піску, гравію, що містять раковини *Didacna parvula* Nal., *D. ex gr. rudis* Nal. і др. Вище їледует їлюща (до 150 м) їлюща піску, їляниїх глини, не їлюща їляни, їще вище в коджашенському разрізі їлясїрюються їосїлюїї піски з *Didacna eulachia* (Boz.) Fcd.—аналогі їінїгечаурського

горизонта (по Б. Т. Векилову, 1969). Разрез завершается серыми и бурыми песчанистыми глинами. В хр. Кудбарек, Дашюз этот разрез замещается немymi глинами, супесями, песками и галечниками, составляющими нижеушталскую свиту, выделенную С. А. Ковалевским (1936). Естественно предположить, что немые галечно-песчано-суглинистые свиты кодженского разреза соответствуют по времени образования опресненным горизонтам скв. Сарыджаляр, содержащим примесь галечного материала.

Нижнеушталские супеси, пески, галечники в разрезах Карамарьямского увала также тесно связаны с бакинскими осадками, содержащими *Didacna rudis* Nal. и *D. ex gr. carditoides* Andrus. Вышележащая верхнеушталская свита, существенно галечная, относится, вероятно, уже к среднему плейстоцену. При прослеживании на север к предгорьям Б. Кавказа она замещается галечниками ивановской свиты, среднеплейстоценовый возраст которой принимается большинством исследователей, работавших в этом районе (С. А. Ковалевский, 1936, Ф. А. Ширинов, Ю. П. Баженов, 1962, А. В. Мамедов, 1973, М. А. Мусеинов, 1975).

Хазарские морские осадки наиболее погруженных частей Куринской впадины в целом отличаются от бакинских значительно большим количеством песчаного и даже более грубого обломочного материала. В разрезах скв. Дайкенд, Сарыджаляр среди глин и алевроитов, содержащих хазарскую морскую фауну, выделяются четыре опесчаненных горизонта с повышенным содержанием пироксенов, роговой обманки и магнетита, что свидетельствует о сносе терригенного материала со стороны Б. Кавказа (Н. В. Пашалы, 1964).

Непрерывный разрез хвалыньских отложений, тесно связанных с нижележащими хазарскими, в пределах Куринской впадины характерен для сравнительно ограниченных территорий, удаленных от влияния речного стока. Этим объясняется преобладание в нем глинистых осадков. Имеет значение также некоторое общее ослабление стока с гор в связи с сокращением размеров горного оледенения.

Анализ разреза верхнего плиоцена и антропогена Куринской впадины указывает на тесную зависимость

формирования отдельных его горизонтов от интенсивности речного стока (твердого и жидкого) со стороны Б. Кавказа. С фазами активации стока связано появление в нем опресненных, опесчаненных горизонтов. Выше было показано, что с подобными фазами, обусловленными активизацией процессов, связанных с горным оледенением, увязывается также формирование верхних частей разрезов террас горных долин и морских террас Каспийского побережья Б. Кавказа. Отсюда возможность прямых сопоставлений, например, четырех нижнехазарских террас Дагестана и северо-восточного Азербайджана с четырьмя горизонтами опесчаненных и опресненных осадков нижнехазарской толщи скв. Сарыджаляр. Для более глубоководных разрезов подобные сопоставления, естественно, затруднены, но при детальном послойном анализе кернового материала не безнадёжны.

6. МАЛЫЙ КАВКАЗ

Для целей расчленения континентальной толщи верхнего плиоцена и антропогена всего Кавказа и его корреляции с морскими отложениями Понто-Каспия Малый Кавказ представляет особый интерес. Здесь в межгорных впадинах — Цалкинской, Ленинаканской, Араратской, Памбакской, Севанской, Воротанской имеются непрерывные разрезы для значительных отрезков верхнего плиоцена и антропогена. Эти разрезы являются уникальными как по разнообразию литолого-фациальных особенностей отложений, обилию фаунистических и флористических остатков, так и по их положению на стыке Большого Кавказа и Передней Азии, где исключительно благоприятно сочетаются нормально-осадочные отложения, вулканические образования и следы древнего оледенения.

Все это Малокавказскую графу схемы выделяет в особый ранг связующего звена. При стратиграфических и палеогеографических построениях в комплексе с биостратиграфическими, геохронологическими, геоморфологическими и другими методами учтен тефрохронологический и тектонический методы (А. Т. Асланян, Ю. В. Саядян, 1977). Наши соображения по созданию этой схемы сводятся к следующему.

Вулканические нагорья

В стратиграфической схеме верхнего плиоцена и антропогена Малого Кавказа наиболее древними и заслуживающими внимания вулканитами являются долеритовые базальты и андезито-базальты, которые в виде покровного маркирующего горизонта слагают обширные территории в пределах Армянского нагорья, составляют основание массивов: Арарата, Арагаца, Гегамского нагорья (район гор. Камо), Карского, Котайкского и Лорийского плато и обнажаются по ущельям рек: Раздан, Касах, Камо, Ахурян, Дебед, Машавера, Алгети и др., а также широко развиты на Ахалкалакском нагорье. Они вложены в древние ущелья, имевшие в момент их излияния глубину до 1400 м (А. Т. Асланян, 1958).

Нижний возрастной предел этих лав достаточно точно устанавливается несогласным (угловым и эрозийным) налеганием их на отложения кохбской (у слияния Аракса и Ахурыяна) и вохчабердской свит мэотис-понтического возраста и на породы трахиандезитовой формации, а также на вулканогенные образования гегамской свиты. Аргоновый возраст последней по данным Г. П. Багдасаряна и др. (1973) варьирует в пределах 4,25—6,0 млн. лет.

Возраст самих лав на территории Армянской ССР определяется следующим образом. Обнажающиеся в ущелье среднего течения р. Раздан (у с. Нурнус) долеритовые базальты перекрыты озерно-диатомитовыми отложениями, в которых обнаружена фауна *Hipparion* sp., *Dicerorhinus etruscus* Falc., *Equus* sp. (cf. *stenonis*), *Mustella tilholi* Gaud., *Throchoceros* sp., *Lepus* sp., *Putorius* sp., *Cerbillus* sp., определенная В. В. Богачевым (1938) и Л. К. Габуния (1959). Разданский гиппарион сопоставляется с малорослым гиппарионом, найденным в отложениях Эльдарской степи, в районе устья р. Алазани и относится к верхнему акчагылу. Следует отметить, что в последние годы в аналогичных отложениях Эльдарской степи Н. А. Лебедевой (1974) обнаружены: обломки зубов мастодонтов, рогов оленей, щитки черепах, скорлупа страусовых яиц, которые

также относятся к верхнему акчагылу. На основании днатового анализа В. С. Порецкий (1958) возраст озерных отложений, обнажающихся у с. Нурнус, определяет верхами плиоцена-нижнечетвертичным временем.

В ущелье р. Ахурян (Анийское плато) обнажаются два горизонта указанных долеритов. Нижний горизонт несогласно залегает на вулканогенно-обломочных отложениях мэотиса-понта (агин-барцрашенская или вохчабердская свита по Ю. В. Саядян, 1969) и в северной части ущелья перекрыт галечными образованиями апшеронского времени (Ю. В. Саядян, 1969). Намагниченность этих долеритов обратная. Верхний горизонт долеритов в районе Анийского плато несогласно налегает на нижний и фациально смыкается с нижними слоями нижнечетвертичных озерных отложений Ширакской котловины (анийский горизонт). Намагниченность этих лав нормальная.

За последние годы получен ряд датировок абсолютного возраста долеритовых лав.

На Гегамском нагорье, в районе города Камо, эти лавы перекрывают озерные отложения Севана, а также налегают на так называемые манычарские лавы, аргоновый возраст которых показывает фактическую сходимость с аргоновым возрастом долеритов и варьирует в пределах $2,25 \pm 0,37$ — $2,55 \pm 0,35$ млн. лет (Г. П. Багдасарян и др., 1973), что соответствует верхнему акчагылу. Аргоновые датировки долеритов среднего течения р. Раздан, обнажающихся у сел. Нурнус, соответствуют $3,0 \pm 0,7$ млн. лет.

В пределах Ахалкалакского вулканического нагорья к верхнему плиоцену относятся мощные (до 1—1,5 км) многоярусные покровы долеритовых базальтов с подчиненными им андезито-базальтами, которые слагают основание Абул-Самсарского хребта, Мокрых и Гукасянских гор, Кечутского и Чилдырского хребтов. Они составляют ахалкалакскую и цалкскую свиты. Долеритовые базальты распространяются в соседние эрозионно-тектонические впадины—Цалкинскую, Лорийскую, Гукасянскую, Ахалкалакскую. В Цалкинской впадине среди них выявлены прослои озерно-аллювиаль-

ных отложений с остатками *Archidiskodon gromovi* и *Equus stenonis*.

Подошва долеритов резко неровная—они выполняют древние доакчагыльские переуглубленные долины и иногда распространяются по ним на значительные расстояния (Пра-Дебед и др.). Верхнеплиоценовый возраст долеритовых базальтов в какой-то мере подтверждается их обратной намагниченностью, выявленной в Беденско-Храмском и Гомаретском районах — в долинах рр. Дебед, Храми, на Цалкинско-Триалетском, Лорийском, Гомаретском, Клдесском плато, восточных склонах Джавахетского хребта. Абсолютный их возраст по К-Аг — 1.00 ± 0.30 — 2.36 ± 0.60 млн. лет. (М. М. Рубинштейн и др., 1972).

Следует подчеркнуть, что озерно-аллювиальные отложения подразделяют толщу долеритов на две неравные части и долериты ее основания, выполняющие переуглубленные долины, могут быть достаточно древними.

Верхняя часть этой толщи на востоке Ахалкалакского нагорья в Абул-Самсарском, Кечутском и Гукасянском хребтах существенно изменяется по своему составу. Здесь преобладают андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты. Суммарная их мощность достигает 1—1,2 км. Некоторыми авторами они выделяются под названием кечутской свиты (Э. Х. Харазян, 1966; Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский, 1973), которая, вероятно, относится к эоплейстоцену (апшерону). Нижние долериты составляют верхнеплиоценовое основание Ахалкалакского нагорья.

Более молодая генерация долеритовых базальтов, развитая в пределах Ахалкалакского нагорья, в основании имеет обратную, а в верхней части нормальную намагниченность. Она датируется концом эоплейстоцена и нижним плейстоценом. Это долериты Ахалкалакского, Дманисского, Гомаретского плато, долины р. Машавери в Беденско-Храмском районе. Верхние горизонты долеритов из разрезов Беденско-Храмского района, Дманисского и Гомаретского плато при нормальной их намагниченности дали следующие цифры

абсолютного возраста по К-Аг: $0,53 \pm 0,2$ и $0,65 \pm 0,2$ млн. лет (М. М. Рубинштейн и др., 1972).

Завершают разрез вулканитов Ахалкалакского нагорья андезитовые и андезито-дацитовые покровы и потоки Самсарского хребта (Хоспия, Алатуман, Годореби) и их аналоги в Кечутском хребте (Чаталудар, Инякдач, Магарадереси, Емликли и др.). В данном случае при составлении объяснительной записки учтены данные Д. Г. Джигаури и Р. И. Торозова. Возраст андезито-дацитов—средний—низы верхнего плейстоцена, абсолютный возраст по К-Аг — $0,37 \pm 0,15$ млн. лет, намагниченность прямая (М. М. Рубинштейн и др., 1972).

Наиболее молодыми, верхнеплейстоценовыми, являются потоки андезитов и андезито-дацитов, проникающие в речные долины и лежащие на низких речных террасах (лавы Бакуриани, Шавнабада, Тавкветили).

Несколько более четкая возрастная последовательность вулканитов характерна для Арагацкого массива и Центрально-Армянской вулканической области. Андезито-базальты Арагаца, относимые к верхнему плиоцену, вскрыты каньонами рек Касах и Амберд. Их мощность достигает 200 м. В основании разреза залегают игнимбриты и полосчатые туфолавы. От миоплиоценовых вулканогенных образований последние отделены границей размыва, отмеченной песками и галечниками. Тот же возраст имеют андезито-базальты основания вулкана Араилер, нижние долериты Егвардского и Канакерского плато, в том числе выполняющие переуглубленную доакчагыльскую долину Раздана. К тому же комплексу вулканитов, вероятно, относятся нижние базальты разреза Араратской впадины (А. Т. Асланян, 1958; А. В. Кожевников, В. Н. Кожевникова, Ю. В. Саядян, 1973).

Верхнеплиоценовые вулканиты Сюникского нагорья представлены, главным образом, брекчиями, туфами, пеплами и пемзами, в переслаивании с лавами (горисская и ишхансарская вулканогенные толщи). Состав вулканитов андезито-базальтовый, андезитовый, андезито-дацитовый. Преобладающие в начале эксплозивные извержения сменились лавовыми излияниями вулкана Ишхансар.

Таким образом, на основании приведенных данных довольно четко вырисовываются время и характер проявления верхнеплиоценового вулканизма Малого Кавказа, результатом которого следует считать нижний горизонт регионально выраженного покрова долеритовых базальтов, а также озерные осадочно-вулканогенные отложения акчагыльского возраста.

В апшеронское время в предгорьях накапливались мощные толщи континентальных галечных образований пролювиального происхождения, возраст которых определяется по находкам в них галек подстилающих акчагыльских долеритовых лав (Ю. В. Саядян, 1969), а также тем, что они перекрываются озерными отложениями бакинского или по местной терминологии—анийского возраста (Ю. В. Саядян, 1968).

Верхнеапшерон-бакинское время на Малом Кавказе знаменуется весьма ярким событием—грандиозным вулканическим пароксизмом, проявившимся извержениями туфоигнимбритовых масс и липарито-обсидиановой магмы, по всей вероятности, наиболее мощным за всю четвертичную историю геологического развития данной территории (Ю. В. Саядян, 1977). К этим извержениям относятся желтые и розовые пемзовые туфы и пеплы анийского типа, залегающие в основании озерных отложений Ширакской котловины, возраст которых датируется низами анийского (бакинского) времени, а также многочисленные липарито-обсидиановые экструзивные конусы, купола и щиты: Артени, Атис, Гутансар, Спитаксар, Фонтан и другие аналогичные образования, слагающие обширные территории Армянского вулканического нагорья (А. Т. Асланян, 1958; А. Т. Асланян, Ю. В. Саядян, 1977).

Здесь же следует отметить, что по данным С. А. Сардаряна (1954) и А. Т. Асланяна (1958) в привершинной зоне г. Артени найдены обсидиановые орудия шелльского и ашельского времени, что дает возможность судить о дочетвертичном возрасте обсидиановых образований г. Артени.

К эоплейстоцену (апшерону), возможно, к завершающему его интервалу, в разрезе Арагаца, Гегамско-

го и Варденисского нагорий относится верхняя часть единой акчагыл-апшеронской толщи андезито-базальтового, андезито-дацитового состава. К этому циклу относятся также верхние андезито-базальты Арагатской котловины (А. В. Кожевников, В. Н. Кожевникова, Ю. В. Саядян, 1973).

Весьма интересны определения аргонового возраста липаритов вулкана Артени и липарито-дацитов вулкана Гутансар, показавших приблизительно 1 млн. лет (С. Г. Карапетян, 1968), а также определения абсолютно-го возраста липаритовых вулканов Артени, Атис, Гутансар, Спитаксар и Безенк методом ископаемых треков, составляющие $1,25 \pm 0,30$ млн. лет (А. Н. Комаров, Н. В. Сковородкин, С. Г. Карапетян, 1972). Аргоновый возраст липаритовой формации этой фазы вулканических извержений в большинстве случаев (г. Атис, сс. Джрабер, Лусаван, Фонтан и др.) варьирует в пределах $0,45 \pm 0,05$ — $0,6 \pm 0,2$ млн. лет (С. Г. Карапетян, 1968; Г. П. Багдасарян и др., 1971).

В пределах Сюникского нагорья к эоплейстоцену относится верхняя часть ишхансарской вулканогенной толщи, сложенная андезитами, андезито-дацитами, дацитами, липарито-дацитами, суммарной мощностью до 600 м. Самыми поздними в этом ряду, вероятно, являются андезито-базальты Ераблурского плато.

К нижнему плейстоцену в пределах Арагацского массива В. М. Амарян (1963) относит пемзовые пески, пемзы, туфы и перекрывающие их андезито-дациты верхней части разреза, вскрывающегося в каньоне р. Амберд. Но не исключен их среднеплейстоценовый возраст. На Гегамском, Варденисском, Сюникском нагорьях к нижнему плейстоцену можно отнести наиболее ранние генерации долинных базальтов.

К среднему плейстоцену в пределах Арагаца относятся туфы и игнимбриты, расслоенные андезито-дацитами и дацитами, прослеженные В. М. Амаряном (1963, 1970) в разрезах каньона р. Амберд и далее до привершинной части вулкана. Значительные площади занимают андезито-базальты этой генерации в центральных частях Гегамского, Воротанского, Сюникского

нагорий, отсюда они проникли в долины Раздана, Арпы, Воротана, Тертера и Акеры (К. Н. Паффенгельц, 1932).

Для верхнего плейстоцена во всех перечисленных вулканических районах особенно характерны долинные базальтовые потоки (рр. Раздан, Касах, Азат, Арпа, Воротан, Тертер и др.). Широко представлены они на Воротане, где выделяется несколько их возрастных генераций.

Голоценовые лавы известны в малом количестве пунктов—в привершинной части Арагаца и на его склонах—в связи с мелкими второстепенными конусами типа Голгат, а также в пределах Гегамского, Варденисского и Сюникского нагорий (андезито-базальты Гутансара, привершинной части вулкана Ишхансар, вулканы группы Ератумбер и др.). Вулканиды базальтового состава характерны для небольшого вулкана Дали, в среднем течении р. Арпы.

Внутригорные впадины

Аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные отложения внутригорных впадин М. Кавказа чаще всего являются вулканогенно-осадочными, их накопление было тесно связано с формированием вулканидов, с их ближним или дальним переотложением.

Древнейшими осадками, формировавшимися в пределах внутригорных впадин, являются озерные осадки древнего, вероятно, акчагыльского Севана.

У «мыса с часовней» они представлены серыми глинами с обильной диатомовой флорой и скоплениями *Dreissena diluvii* Abich, залегающими с размывом на эродированной поверхности вохчабердской вулканогенно-осадочной свиты. Здесь и в сел. Арцвакар на поверхности этих глин залегают так называемые манычарские лавы, на которые в свою очередь налегает свита озерных вулканомиктовых образований (шлаки, гравелиты, пески, пеплы, супеси, суглинки). Возраст манычарских лав и долеритов, как указывалось выше, около 2,5 млн. лет.

В разрезе Масрикской равнины мощность толщи, аналогичной по условиям залегания, достигает 200 м (С. К. Арзуманян, А. Т. Вегуни, А. Р. Давтян, 1970). Это галечники, пески, суглинки с прослоями диатомитов, в значительной мере обогащенные вулканогенным

материалом. Отсюда известны определения диатомей, остракод, данные палинологического анализа. Однако они не дают стратиграфической привязки из-за слабой изученности теми же методами подстилающих и перекрывающих их отложений в сводном разрезе антропогена М. Кавказа.

Подластовые озерные отложения Севанской впадины иногда выделяются в качестве древненорадузских, (древнесарыкаинских), слои с остатками маммалий из долины р. Раздан известны под названием нурнусской свиты (Ю. В. Саядян, 1977). Остатки гиппариона из района с. Нурнус, В. В. Богачев (1938) относил к верхнему акчагылу, не противоречат подобному заключению и остальные формы, определенные среди нурнусской фауны. Возможен, конечно, и более широкий ее возрастной диапазон.

В пределах Ширакской (Ленинаканской) впадины осадочные фации вулканогенного акчагыла отсутствуют, но они широко представлены в Араратской котловине, где выполняют глубоко врезанную в олигоцен-миоценовые отложения преакчагыльскую эрозионную сеть (А. В. Кожевников, В. Н. Кожевникова, Ю. В. Саядян, 1973). Это пески и глины озерно-аллювиального генезиса, залегающие, так же как и на Севане, под верхнеакчагыльскими лавами.

Аналогичны условия залегания вулканогенно-осадочных отложений на окраинах Сюникского нагорья, в долинах Воротана и Акеры. Имеются в виду акеринская свита, вложенная в преакчагыльскую эрозионную сеть и перекрывающая ее горисская свита, состоящая из отложений типа лахаров, В разрезе акеринской свиты, преимущественно озерно-аллювиальной, преобладают галечники, пески, супеси, туфы и пеплы, как правило, со следами ближнего переотложения. Глины озерного типа залегают линзовидно и подчинены аллювию. Мощность акеринской свиты превышает 100—150 м. В долине Воротана у сс. Агуди и Вагуди можно наблюдать как наложение горисских осадочно-вулканогенных образований на озерные осадки сисианской свиты, так и перекрывание сисианскими озерными слоями горисской свиты, что указывает на сложность их взаимоотношений. Возраст

сиснанской свиты определяется как акчагыльский (А. Т. Аслаян, 1958) и апшеронский (Э. Ш. Шихалибейли, 1964; Н. Ш. Ширинов, Х. К. Танрывердиев, 1968; Н. В. Пашалы, Д. М. Сулейманов, 1973). Имеются мнения об одновременности и о более молодом возрасте горисской свиты по сравнению с сиснанской (А. А. Габриелян, 1947, 1964; Э. Ш. Шихалибейли, 1964).

Мы пока не знаем достоверных ниже- и средне-апшеронских отложений в пределах Ширакской и Севанской впадин*. Вполне вероятно, что их отсутствие связано с некоторым поднятием этой тектонической зоны в нижнем и среднем апшероне. Лишь верх апшерона представлены здесь галечниками пролювиального и аллювиального генезиса. Это пролювий подножья Ширакского хребта на северной окраине Ширакской впадины, погружающийся под нижнеплейстоценовые вулканиты, а также галечники низов разреза Норадузского мыса на оз. Севан (Е. Е. Милановский, 1952; Ю. В. Саядян, 1969).

В пределах Араратской котловины имеются явно более древние горизонты апшерона. Это так называемая «межлаговая» толща озерного, озерно-аллювиального и аллювиального генезиса (А. В. Кожевников, В. Н. Кожевникова, Ю. В. Саядян, 1973), заполняющая гидросеть, наложенную на верхнеакчагыльские лавы, и частично в них врезанную. Мощность песков и глин этой толщи в нижней, юго-восточной части котловины достигает 220 м. Глины содержат диатомы и фауну пресноводных моллюсков, которые пока не изучены. Не изучен керн скважин и в палинологическом отношении. Верхам «межлаговой» толщи соответствуют галечники предгорных аллювиальных равнин двух или трех возрастных генераций. На западе в низовьях р. Ахурия одна из генераций апшеронского аллювия расслаивает вулканиты Кармрашенского плато, в районе г. Еревана выделяются два уровня галечников—ацаванский и советашенский.

В Зангезуре к апшерону относится сиснанская сви-

* Возможно они присутствуют в разрезе юго-восточной части Севанской впадины, вскрытом бурением на Масрикской равнине.

та. Сисианская свита сложена озерными глинами, иногда диатомитовыми, светло-серого, светло-бурого цвета, алевроитами, песками, а в береговой зоне древнего озера—галечниками, переслаивающимися с прослоями вулканических шлаков, пемзы, песка и пепла. Из разных горизонтов свиты получена флора — *Liquidambar europaeum*, *Acer monspessulanum* L. var. *ibericum*, *A. iberica*, *A. laetum*, *Celtis caucasica*, *Fraxinus oxycarpa*, *Ulmus foliacea*, *Quercus iberica*, *Q. roburoides* Ber., *Prunus* sp., *Betula alba*, *Populus hybrida*, *Salix* sp., *Myriophyllum spicatum*, *Phragmites communis*, *Potamogeton* sp., *Gramineae* gen. sp. (А. Н. Криштафович, 1939 А. Л. Тахтаджян, А. А. Gabriелян, 1948). Флора имеет верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовый облик. Суммарная мощность свиты достигает 300 м.

Более молодой—нижнеплейстоценовый комплекс осадков, выполняющих межгорные впадины М. Кавказа, особенно полно изучен в Ширакской впадине, где на пемзовых туфах анийского типа залегает озерная толща, выделяемая Ю. В. Саядяном (1968, 1969) под названием анийского горизонта. Это озерно-аллювиальные вулканогенно-осадочные отложения, вверх сменяющиеся озерными осадками, глинами с дрейссенами, гидробиями, вальватами, меланопсисами и другой пресноводной фауной. Суммарная их мощность около 300 м. Разрез изучен палинологически. В его основании выделяется фаза степной растительности, отвечающая сухому и теплему климату (лебедовые, разнотравье). Выше выделяется лесная фаза (береза, сосна, ель)—для М. Кавказа это влажные и прохладные условия. Их сменила длительная степная фаза, соответствующая большей части озерно-аллювиальных и низам озерных слоев. Озерный режим установился во время новой лесной фазы (в начале: дуб, вяз, береза; затем: ель, пихта, тсуга; в конце—появление хвойно-широколиственных растительных ассоциаций). Двукратное увлажнение и похолодание вызвано изменениями климатических условий в пределах Кавказа и Северной Евразии в целом.

Во многом сходен с Ширакским разрез озерно-аллювиальных отложений Араратской котловины, ко-

торый начинается нижнеплейстоценовым песчано-галечным аллювием, вверх сменяющимся серыми озерными глинами (А. Т. Асланян, 1958). Лежит эта толща на верхнеапшеронских андезитов-базальтах. На северной окраине Араратской котловины по р. Азат выделяются две галечные террасы, датируемые нижним плейстоценом—барцрашенская и гарнийская (отн. выс. 140 и 110 м).

В Памбакских впадинах осадки, соответствующие нижнему плейстоцену, отсутствуют. На Севане к нижнему плейстоцену, возможно, относятся средние слои масрикского и норадузского разрезов. В долине Воротана возможно присутствие нижнеплейстоценовых озерных толщ, по Акере выделяется лишь аллювий террас.

Средний плейстоцен на М. Кавказе начинают озерно-аллювиальные слои, завершающие разрез Ширакской впадины, выделяемые Ю. В. Саядяном (1973) под названием арапийского горизонта. К ним приурочены остатки фауны, составляющей так называемый ленинаканский комплекс (*Mammuthus trogontherii*, *Dicerohinus mercki*, *Camelus knoblochi*, *Bos primigenius*, *Cervus* sp., *Fequus* sp.). Мощность этого горизонта 25—30 м. Завершается разрез песками и галечниками (мощность 6—7 м) и слоем вулканического туфа ереванско-ленинаканского типа (мощность 3—12 м). По своему составу ленинаканский комплекс близок к сингильскому, начинающему средний плейстоцен. Арапийский горизонт является опорным в разрезе Ширакской впадины и позволяет уверенно судить о возрасте нижележащего ангийского горизонта.

В разрезе Араратской впадины также имеются аналоги арапийского горизонта. На это указывают находки *Elephas trogontherii*, *Palaeoloxodon antiquus*, *Bos trochoceros* и др. в песчаных карьерах основания чарбахской террасы р. Раздан у г. Еревана (Л. А. Авакян, Л. И. Алексеева, 1966; Ю. В. Саядян, 1970). Есть здесь и более высокие части разреза среднего плейстоцена—так называемые «надозерные» песчано-галечные отложения значительной мощности (60—80 м). Выделяются две аллювиальные свиты, связанные с галечными террасами рек (Азат, Веди и др.).

Вероятно к среднему плейстоцену относится верхняя часть норадузской свиты (сарыкаинской по Е. Е. Милановскому, 1968) и разрезов Масрикской равнины на оз. Севан. К среднему плейстоцену можно отнести низы аллювиальных, озерно-аллювиальных отложений, выполняющих Памбакские впадины. Это галечники, пески, суглинки, имеющие суммарную мощность около 150 м. К разным частям этих осадков приурочены находки фауны макромаммалий, объединяемые в памбакский фаунистический комплекс. Здесь найдены остатки *Elephas primigenius* Blum, *Equus caballus* L., *Colodonta antiquitatis* Blum, *Bos primigenius*, *Bison* sp.—формы, соответствующие среднему-верхнему плейстоцену (К. А. Мкртчян, 1958). В озерно-аллювиальные отложения, выполняющие Памбакские впадины, вреза-на серия эрозивно-аккумулятивных террас, что позволяет ограничить возраст отложений средним — низами верхнего плейстоцена. Подобная датировка подтверждается также и тем, что в верхней трети этих отложений у сел. Лермонтово в последнее время обнаружены торфянистые слои, возраст которых по радиоуглеродным данным превышает 43 тыс. лет (Т. А. Айрапетян, 1976).

Большой интерес представляет разрез скважины, пробуренной в верховьях р. Агстев, в т. н. Фроловой балке. Эта скважина вскрыла верхи озерно-аллювиальных отложений одной из Памбакских впадин — Гамзачиманской. Спорово-пыльцевой анализ керна скважины позволил В. П. Гричуку (В. П. Гричук, Т. А. Айрапетян, 1976) выделить пять фитофаз и на основании этого составить предварительную схему климатических изменений в истории Малого Кавказа после максимума последнего оледенения, т. е. времени его деградации.

В Севанской впадине к верхнему плейстоцену — голоцену относятся верхние части масрикского и норадузского разрезов. В Араратской впадине это верхние 25—30 м ее разреза — аллювиальные пески, суглинки, отделенные от нижележащих слоев базальным галечным горизонтом.

Исследования послеледниковых отложений и археологических памятников побережья озера Севан по-

казывают, что за последние шесть—семь тысяч лет в его бассейне имели место значительные изменения природной среды, четырехкратные колебания уровня озера, изменения в растительном покрове окружающих горных сооружений и в развитии культур древних людей, которые теснейшим образом связаны с климатическими колебаниями как на территории Армении и сопредельных областей, так и в глобальном масштабе (Ю. В. Саядян и др., 1977). Наиболее характерной особенностью и основной закономерностью послеледниковой истории природы и материальной культуры Армении и сопредельных областей является ритмичность в их развитии.

Такова в главных своих чертах стратиграфическая схема М. Кавказа. Ледниковые отложения на М. Кавказе не составляют ее основы. Они известны лишь в отдельных, наиболее высоких частях вулканических нагорий и свидетельствуют о былом развитии двух последних оледенений — средне- и верхнеплейстоценовых, охвативших вершинные хребты Малого Кавказа и Южной Армении, особенно Зангезурский и Мровдагский. Ясные следы раннеплейстоценового оледенения здесь отсутствуют (А. Т. Асланян, 1958; Ю. В. Саядян, 1969).

Дополняют стратиграфическую схему верхнего плиоцена—антропогена М. Кавказа спектры террас главных речных долин, прежде всего Куры и Аракса. Наиболее представителен спектр террас долины Куры. Особенно детально террасы изучены в районе г. Тбилиси (А. И. Джанелидзе, 1925; П. Д. Гамкрелидзе, 1949; Д. В. Церетели, 1966). Здесь выделяются I надпойменная терраса высотой 3—5 м (чугурет-дидубийская), II—10—15 м (промежуточная), III—25—30 м (ваке—авлабарская), IV—60—70 м (арсенальская), V—110—130 м (кукийская), VI—160—170 м (лотхисская), VII—240—290 м (махатская) и, наконец, VIII—300—350 м (кашветская). Ваке-авлабарскую террасу на основании комплекса признаков Д. В. Церетели (1966) относит к вюрмско-хвалынскому, арсенальскую и кукийскую—к рисско-хазарскому, лотхисскую—к миндельско-бакинскому времени. Эти датировки, по существу, приняты при составлении рассматриваемой корреля-

ционной схемы, правда, с некоторыми изменениями. В связи с тенденцией к понижению нижней границы верхнего плейстоцена арсенальская терраса показана в его составе в качестве самой древней. В среднем плейстоцене, опираясь на данные Н. Ш. Ширинова (1973, 1975), в районе г. Рустави выделена еще одна терраса высотой 140—150 м, промежуточная между лотхисской и кукийской. Аналогичным образом при картировании Ахалцхской котловины поступил Г. М. Майсурадзе (1970), выделив для хазарского интервала три надпойменные террасы р. Куры высотой 140—160, 120—130 и 70—80 м. Терраса, имеющая высоту 70—80 м, в этом ряду уже верхнеплейстоценовая. Исследования Г. М. Майсурадзе (1970) позволили существенно дополнить террасовый спектр р. Куры. С учетом его данных число выявленных террас р. Куры может быть доведено до 13. Над лотхисской, условно верхнебакинской, выделяются террасы с высотами 230—240 м (соответствующая махатской в районе г. Тбилиси), 260—280 м, 350—440 и 550—600 м. Последовательность оказывается достаточно полной и лишь несколько уступает классической кубанской. Террасовые спектры мелких притоков Куры, как правило, имеют меньшую полноту.

В соответствии с общими принципами, положенными в основу составления корреляционной схемы, аллювий террас долины Куры в пределах поднимающейся горной территории на участке Ахалцхская котловина—Рустави отнесен к ледниковым (субледниковым) моментам времени. Межледниковые (субмежледниковые) фазы отмечены формированием почвенных горизонтов на поверхности террас и в многоярусных делювиальных шлейфах, широко развитых на северном склоне М. Кавказа, между долинами рек Дебед, Агстев и Тертер. В интервале, охватывающем верхний плиоцен и нижний плейстоцен, почвы, особенно на западе, красноцветны (для древних террас это красноцветный элювий). Начиная со среднего плейстоцена, преобладают погребенные черноземы, а на востоке почвы каштанового типа (А. В. Кожевников, А. Г. Бабаев, 1975).

Террасовая «лестница» р. Аракс, особенно если учесть долины ее бассейна, оказывается не менее пол-

ной, чем куринская (А. Т. Асланян, 1958). Голоцен—верхнеплейстоценовые террасы весьма представительны в долине р. Касах (А. В. Кожевников, В. Н. Кожевникова, Ю. В. Саядян, 1973), относящиеся к среднему плейстоцену—по рр. Азат, Веди, Арпа, Воротан; нижнеплейстоценовые и более древние—по р. Азат, в Нахичеванской котловине (М. М. Абасов, 1970; Н. Ш. Ширинов, 1973). Имеются в виду, прежде всего, дуздагская терраса Аракса, а также предгорные уровни (нахичеванский, гиланчайский). Восточнее высокие террасы широко развиты при слиянии Аракса и Акеры.

В засушливых районах юга М. Кавказа делювиальные шлейфы не развиты столь широко, как на северном склоне этого горного района (преобладает пролювий), редки здесь и погребенные почвы (каштановые, сероземы). Это не позволяет выделить какие-либо реальные геологические образования в качестве межледниковых. «Выручить» могли бы травертины, отмеченные в прибортовых частях Араратской котловины. По данным А. Л. Тахтаджяна (С. К. Арзуманян, А. Т. Вегуни, А. Р. Давтян, 1970) в них имеются растительные остатки, принадлежащие преимущественно вечнозеленым формам. Но возраст и, главное, соотношения травертинов с террасами пока не установлены.

Выход из создавшегося положения есть. Нужно изучать и расчленять на более дробные горизонты осадки, заполняющие межгорные впадины—Ширакскую, Араратскую, Севанскую, Воротанскую и др. Началом этим работам уже положено (Ю. В. Саядян, 1966, 1967, 1968, 1973, 1977; Н. Г. Заикина, Ю. В. Саядян, Н. С. Соколова, 1969; А. В. Кожевников, В. Н. Кожевникова, Ю. В. Саядян, 1973).

Большой интерес для корреляции континентальных образований и морских плио-плейстоценовых осадков представляют пеплы Куринской депрессии. По всей вероятности, они принадлежат к мощным эксплозивным извержениям вулканов Армянского нагорья и, возможно, синхронны эксплозиям Большого Кавказа. Эти пеплы детально изучены Ш. А. Азизбековым (1947), Н. В. Пашалы и Б. Г. Векиловым (1967), Н. А. Лебедевой (1974).

Среди акчагыльских осадков Куринской депрессии залегают три слоя пеплов. В верхних горизонтах апшеронских и в нижних горизонтах бакинских морских отложений имеются также три слоя (20—50 см) розовых и белесоватых пепловых туфов, очень сходных по своим петрографо-минералогическим особенностям с пеплами Анийского района (содержат включения пемзового стекла и базальтическую роговую обманку). В этой связи могут быть использованы и палеомагнитные данные.

В пределах Ширакской котловины на основании биостратиграфических и геохронологических исследований выделенные два стратиграфических горизонта — анийский (нижнеплейстоценовый) и арапийский (среднеплейстоценовый) четко сопоставляются соответственно с бакинскими и сингильскими морскими осадками Куринской депрессии и Нижнего Поволжья (Ю. В. Саядян, 1969).

В среднем плейстоцене на Малом Кавказе происходила бурная эксплозивная деятельность. Вулканические пеплы этого времени, вероятно, находятся в морских отложениях гюргянской свиты Каспия. Они могут сопоставляться с фаунистически охарактеризованными туфами еревано-ленинканского типа (арапийский горизонт).

Позднеплейстоценовая вулканическая деятельность в Малокавказской области имела две стадии эксплозивного развития. К первой стадии приурочены туфо-игнимбриты (массив Арагац), ко второй — мощные извержения пепла, туфов и туфолав арктического типа. Продукты эксплозивного вулканизма Малого Кавказа в голоцене представлены туфами, развитыми на молодых речных террасах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, сведенные в корреляционную схему, как можно было видеть, отличаются значительной детальностью и в этом отношении схема отражает сравнительно высокий уровень наших знаний о верхнеплиоценовых и четвертичных отложениях Кавказа. Аналогичное значение имеет объяснительная записка к ней. Лет десять-пятнадцать назад создание подобных документов нельзя было себе представить. Тогда в этом направлении делались первые, весьма робкие шаги.

Детализация разрезов внутригорных и межгорных впадин, террасовых рядов, обособление разновозрастных ледниковых и вулканогенных накоплений позволили создать схему, вполне сопоставимую с разработанной для Европейской части СССР (И. И. Краснов, К. В. Никифорова, 1973, К. В. Никифорова, И. И. Краснов, Л. П. Александрова, Ю. М. Васильев, Н. А. Константинова, А. Л. Чепалыга, 1976). Сопоставление с горизонтами региональной шкалы Европейской части СССР проводилось на последних стадиях составления предлагаемой схемы и тем не менее недостатка в местных подразделениях, в большинстве случаев, не возникало. Более того, для эоплейстоцена (апшерона) их количество оказалось несколько большим, что указывает на возможности дальнейшей детализации стратиграфических схем. Возможности для более подробного стратиграфического подразделения появляются также в связи с анализом террасовых рядов — долинных и морских побережий.

Выдерживается и климатостраграфическая основа схемы — «теплые» горизонты чередуются с «холодными», хотя не всегда суждения об обстановке осадкона-

кспления подтверждены палеонтологическим материалом—приходится основываться на результатах генетического анализа. Правильность межрегиональных сопоставлений подтверждена результатами палеомагнитных, а иногда и радиологических исследований.

Вместе с тем обращает внимание слабая климато-стратиграфическая детализация разрезов молассовых серий Индоло-Кубанского, Терско-Дагестанского и Кусарского прогибов. Выручают многочисленные террасы Кубани и александрийская опорная скважина в низовьях Терека. Чувствуется недостаточная разработанность стратиграфии ледниковых образований, особенно для верхнего плиоцена, эоплейстоцена, нижнего плейстоцена. Анализ строения моласс предгорий, а также террасовых спектров в горах и на побережьях уже на данной стадии их изучения подсказывает вероятность былого существования горных оледенений в значительно большем количестве, чем показано в схеме—в акчагыле их не менее 2-х, 2—3 выделяются в апшероне, 2 предполагаются для бакинского времени. Находки соответствующих морен в горах в дальнейшем не исключены. Хуже обстоит дело с межледниковыми горизонтами. Отсутствие конкретных геологических объектов, соответствующих межледниковьям, — общий дефект стратиграфических схем горных районов. Вся надежда на разрезы внутригорных впадин. Особенно перспективны в этом отношении впадины М. Кавказа—Ширакская, Памбакская, Севанская, Араратская, Воротанская и др. В их разрезах, непрерывных для значительных отрезков верхнего плиоцена и антропогена, зафиксировано большинство похолоданий и потеплений этого временного интервала. Некоторые из них уже выявлены (Ю. В. Саядян, 1968, 1969, 1970 и др.).

Надежной опорой схемы является Каспийская и Черноморская стратиграфия. Особенно детальной (в пределах плейстоцена) следует считать стратиграфическую схему Черноморского побережья (П. В. Федоров, 1963, 1969; А. Б. Островский, 1968). Она существенно дополняется разрезом Рионской впадины, недавно изученным палинологически (Д. В. Церетели, Н. С.

Мамацашвили, 1975) и результатами глубоководного бурения с корабля «Гломар Челенджер». Основание разреза Рионской впадины (скв. 1, 5), изученного в палинологическом отношении (гл. 210—230 м), характеризуется спорово-пыльцевыми спектрами, содержащими пыльцу широколиственных и теплолюбивых хвойных,—это низы древнеэвксинского этапа. Выше (гл. 170—210 м) спектры, соответствующие большей части древнеэвксинских отложений, имеют смешанный характер—наряду с широколиственными в них появляется большое количество пыльцы сосны, березы, травянистых. В интервале глубин 140—170 м пыльца березы исчезает, в изобилии появляется пыльца широколиственных, таксодиума. Вероятно, эта часть разреза соответствует шапсугским (раннеузунларским) слоям побережья. Выше залегает мощная (до 40 м) галечная свита, отвечающая позднему этапу древнего эвксина, и слои, в которых вновь фиксируется обилие пыльцы широколиственных и теплолюбивых хвойных (гл. 83—88 м, зона III спорово-пыльцевой диаграммы, поздний узунлар). Завершают разрез среднего плейстоцена пески, галечники, в которых снова увеличивается количество пыльцы травянистых растений, появляется пыльца березы, хотя широколиственные в малом количестве сохраняются.

Новое резкое увеличение пыльцы широколиственных устанавливается для иловатых песков на глубинах 36—54 м. Это интервал, соответствующий раннему карангату. Вышележащие пески на гл. 36—23 м. вновь характеризуются сокращением пыльцы широколиственных и появлением пыльцы березы. Новая, вероятно, сурожская фаза потепления климата в горах Кавказа улавливается в интервале глубин 16—23 м. Новоэвксинский горизонт (гл. 9,5—16,0 м) характеризуется резким увеличением пыльцы хвойных. По Д. В. Церетели и Н. С. Мамацашвили (1957) это ранний голоцен.

Разрез этот, учитывая спорово-пыльцевую его характеристику, можно сопоставить с разрезами черноморских глубоководных скважин (скв. 397, 380, «Гломар Челенджер», Initial reports of DSDP, vol 42b, 1977). В скв 379 на забое (гл. 624,5 м) вскрыты слои, переход-

ные от нижнего к среднему плейстоцену. В скв. 380 вскрыты более низкие части разреза. В интервале 630—1073,5 м это аналоги куяльницко-гурийско-чаудинских отложений (имеется в виду гурийская чауда) с теплоумеренно-субтропической флорой. Спорово-пыльцевые спектры лесные, почти без трав. В верхах этой части разреза появляется примесь пыльцы лебедовых, полыней, разно-травья.

Резкое обеднение спорово-пыльцевых спектров в интервале 440—620 м (преобладание травянистых, в частности, лебедовых, из древесных—пыльца сосны, березы) не позволяет сопоставлять эти слои со слоями более древними, чем нижний плейстоцен, с его холодной «ледниковой» частью. В разрезах Черноморского побережья—это аналоги чауды, для которой И. И. Шатилова (1967, 1974) указывает значительные периоды похолоданий. Следует иметь в виду отличия глубоководных спорово-пыльцевых спектров от кавказских,—глубоководные формировались, главным образом, под влиянием сноса с севера по речным долинам Днепра и Дона.

Вторым четким репером глубоководных разрезов является горизонт с умеренно-холодной флорой перигляциального типа, установленный в скв. 380 в интервале 200—300 м (в скв. 379 на близких глубинах, но несколько более мощный). В нем доминирует пыльца лебедовых, полыней, постоянно присутствует пыльца эфедры, из древесных содержится пыльца сосны, березы, спорадически—пихты, ели, граба, орешника, ольхи, среди спор—папоротники, *Selaginella selaginoides*. Его естественно сопоставить со временем днепровского оледенения. Под ним, в интервале 440—300 м в скв. 379 устанавливаются три горизонта: нижний—с тепло-умеренной флорой смешанного лесного и степного типа с таксодиумом, секвойей, елью, пихтой, карней, буком, грабом, вязом, дубом, ольхой, редко березой; средний—с умеренно холодной флорой перигляциального типа (обилие пыльцы лебедовых и полыней); верхний—с умеренно-теплолюбивой флорой (постоянны: сосна, таксодиум, ель, пихта, тсуга; среди лиственных: граб, бук, дуб, вяз, клен, ольха, береза, редко карна, югланс,

цельтис). Иными словами, устанавливаются два межледниковых горизонта и разделяющий их ледниковый. Это—«большой лихвин» с крупным похолоданием внутри этого, в целом, теплого времени. Начиная с верхов рассмотренного интервала последовательность спорово-пыльцевых комплексов совпадает с выявленной Д. В. Церетели и Н. С. Мамацашвили (1975).

Следующий опорный горизонт, зафиксированный в обеих скважинах,— карангатский, микулинский, который характеризуется лесными спектрами с богатым флористическим составом. Выделяются четыре зоны: 1—с преобладанием сосны, бука, вяза; 2—с пихтой и елью; 3—с сосной, ольхой и грабом; 4—с чередованием фаз степной и лесной растительности. Глубина его залегания в скв. 380—54—70 м, в скв. 379—70—110 м.

В интервале 70—114 м (скв. 380) и 110—140 м (скв. 379) между днепровским и карангатским горизонтами есть слои с умеренно-теплолюбивой флорой, с пылью разнообразных лиственных (бук, дуб, липа, вяз, орешник, граб, ольха) и разнотравья, соответствующие узунларско-одинцовскому горизонту, и слои с перигляциальной флорой, соответствующие московскому оледенению.

Имеются в разрезах глубоководных скважин над карангатом и более поздние слои со спорово-пыльцевыми спектрами перигляциальной степи, а также слои с лесными спектрами (сосна, береза, реже широколиственные, значительная примесь пыли разнотравья, полыней и лебедовых) в кровле разреза. Эти слои (интервал 9—54 м в скв. 380 и 7—95 м в скв. 379), вероятно, формировались во время калининского оледенения и молодого-шекснинского межледниковья. Последние на Черном море именуются позднекарангатскими (сурожскими).

Сопоставимость фаз развития Черного моря, выявленных на побережье Кавказа по керну скважин Рионской впадины и по скважинам, пробуренным «Гломар Челенджером», с последовательностью оледенений и межледниковий, установленных для ледниковой области Русской равнины, подтверждает правильность

черноморской схемы, разработанной к настоящему времени многими поколениями геологов.

Из сопоставления черноморских и каспийских морских террас со шкалой ледниковый и межледниковый следуют далеко идущие выводы. Подтверждается сопоставимость чаудинских и бакинских слоев и террас, древнеэвксинской и нижнехазарской, улавливается терраса, соответствующая похолоданию в «большом лихвине». На этом этапе устанавливается синхронность каспийских и черноморских трансгрессий, в полном соответствии с позицией Г. И. Попова (1955 и др.).

Более молодые морские террасы Черного моря и Каспия асинхронны. Это указывает на изменения активности речного стока в Черное море и замкнутый Каспий после раннего эвксина, на изменения режима стока из Каспия в Черное море.

Совмещение черноморской и каспийской схем (террасовых рядов в частности) дает довольно полную последовательность ледниковых и межледниковых горизонтов (А. В. Кожевников, 1977), имеющих прямое отношение к кавказскому региону и существенно дополняющих последовательность ледниковых комплексов центральных частей Б. Кавказа. Возникает стремление на этой основе построить региональную шкалу Кавказа в целом. Однако следует подчеркнуть, что шкала эта будет все же не кавказской, а черноморско-каспийской.

Для Кавказа необходима своя шкала, в основу которой должны быть положены ледниковые комплексы Б. Кавказа и межледниковые горизонты, выявленные в разрезах малокавказских впадин. В частности, в качестве аналога лихвинских межледниковых слоев может быть принят арапийский горизонт Ширакской впадины (Ю. В. Саядян, 1969). Подразделение анийской озерной толщи на три горизонта позволит выделить слои, соответствующие среднебакинскому межледниковью. Вырисовывается памбакский горизонт, соответствующий микулинским слоям на Русской равнине (Ю. В. Саядян, 1977), устанавливается ритмичность в изменении климата М. Кавказа в послеледниковое время

(Ю. В. Саядян, З. В. Алешинская, Э. В. Хан-
зяян, 1977).

Некоторые возможности есть и на Б. Кавказе. Изучение сионской пролювиально-озерной толщи у с. Сиони на р. Терек, залегающей между аршинской (ранне-терской) и кобийской (позднетерской) моренами может дать сведения о климате одинцовского (рославль-ского) межледниковья. Анализ буровых данных в грабенах верховий Кубани и Терека уже дал кое-какие данные об условиях последнего молодого-шекснинского (здесь уллукамского) межледникового века и т. д.

В заключение необходимо указать на некоторые трудности, возникающие при интерпретации материалов, относящихся к верхнему плиоцену. Известны данные, согласно которым верхняя часть продуктивной толщи Апшеронского полуострова и Кобыстана соответствует эпохе Гаусса шкалы Кокса (Т. А. Исмаил-Заде, А. И. Алиев, 1967, В. А. Зубаков, В. В. Кочегура, 1974, В. М. Трубихин, 1975, 1976). Это позволяет сопоставлять нижний акчагыл погруженных участков закавказских предгорий, также соответствующий зоне Гаусса (В. М. Трубихин, 1975), с верхами продуктивной толщи, как это уже сделано В. А. Зубаковым и В. В. Кочегурой (1974). Имеются также данные В. А. Зубакова и В. В. Кочегуры (1974) о хотя бы частичном соответствии зоны Гаусса верхнему киммерию гурийских и таманских разрезов. Данные эти еще не проверены, но имеются факты иного плана, подсказывающие вероятную правильность подобного решения. Так, опесчаненный средний акчагыл Терского прогиба по данным И. В. Масловой (1960) содержит обедненные спорово-пыльцевые спектры, отвечающие существенному похолоданию в горах Б. Кавказа. Столь же резкое похолодание для разрезов Гурии выявлено И. И. Шатиловой (1967, 1974) в верхнем киммерии. По сравнению с верхнеакчагылским (зона V по И. В. Масловой, 1960) и верхнекуяльницким похолоданиями (И. И. Шатилова, 1967, 1974), которые достаточно уверенно коррелируются, среднеакчагылское, завершающее нижний акчагыл, и верхнекиммерийское являются, в каждом отдельном случае самыми ранними после нижнего плио-

цена и сопоставление их во времени кажется вполне естественным.

Л. А. Невеская и др. (1975) пишут, что совпадение нижней границы акчагыла и верхней границы киммерия не доказано, что это «вопрос, требующий выяснения». С ним непосредственно связан и другой вопрос—о степени сопоставимости киммерия и продуктивной толщи. Тем не менее, в схеме, составленной для VI конгресса по стратиграфии средиземноморского неогена (Братислава, 1975 г.), киммерий и продуктивная толща коррелируются в полном их объеме и помещаются под акчагылом и куяльником. Аналогичным образом проведена нижняя граница верхнего плиоцена и в предлагаемой корреляционной схеме. Это приводит к ряду затруднений при расположении конкретных свит, горизонтов акчагыла и их корреляции.

В целом предлагаемая схема уже в этом виде может служить канвой для составления легенд при детальном геологическом картировании, нацеливает на дальнейшие исследования и внушает уверенность в том, что трудности, с которыми пришлось встретиться при корреляции в ряде районов Кавказа и внутри некоторых возрастных интервалов будут преодолены в ближайшем будущем. Будет составлена и унифицированная шкала с сугубо кавказскими горизонтами—климатолитами.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абасов М. А.* Геоморфология Нахичеванской АССР. Элм, Баку, 1970.
- Абрамова Т. А.* Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанич. анализа). Автореф. диссерт., М., 1974.
- Авакян Л. А., Алексеева Л. И.* Первая находка палеолоксодонтоного слона в Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 1—2, 1966.
- Азизбеков Ш. А.* Вулканические пеплы Азербайджана Тр. ин-та геологии АН Азерб. ССР, т. 13, 1947.
- Алексин А. Г., Цатуров А. И.* Результаты опорного бурения по Терско-Кумской равнине. Тр. ВНИГРИ, вып. 3, 1957.
- Айрапетян Т. А.* Новые данные о фауне плейстоцена Армении. ДАН Арм. ССР, LXII, № 5, 1976.
- Али-Заде А. А.* Акчагыл Азербайджана, Недра, Л., 1969.
- Али-Заде А. А.* Апшерон Азербайджана. Недра, М., 1973.
- Али-Заде А. А., Алескеров Д. А., Певзнер М. А.* Палеомагнитные исследования плиоценовых отложений Апшеронского полуострова. В сб.: Палеомагнитн. анализ при изуч. четверт. отлож. и вулканитов. Наука, М., 1973.
- Ализаде К. А.* Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1954.
- Ализаде К. А., Асадулаев Э. М.* Плиоцен Азербайджана, В кн.: Геология СССР, т. XII, Недра, М., 1972.
- Амарян В. М.* Стратиграфическая схема палеогеновых и четвертичных вулканических образований района г. Арагац. ДАН Арм. ССР, т. 36, № 5, 1963.
- Амарян В. М.* Четвертичные вулканогенные образования Армении. В кн.: Геология СССР, т. XIII, Недра, М., 1970.
- Андрусов Н. И.* Взаимоотношения эвксинского и каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Изв. АН, сер. 6, т. 12, № 8, 1918.

- Аракелянц М. М., Борсук А. М. Опыт калий-аргонового датирования миоцен-антропогенных магматических пород на примере Б. Кавказа. Тр. XV сесс. Комисс. по опред. абс. возр. геол. формац. при ОНЗ СССР, Наука, М., 1969.
- Арзуманян С. К., Вегуни А. Т., Давтян А. Р. Неогеновая система Армянской ССР. В кн.: Геология СССР, т. XIII, Недра, М., 1970.
- Арсланов Х. А., Герасимова С. А., Измайлов Я. А., Локшин Н. В., Муратов В. М., Островский А. Б., Тертыйный Н. И., Щеглов А. П. О возрасте голоценовых и верхнеплейстоценовых отложений Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода, № 44, Наука, М., 1975.
- Арсланов Х. А., Островский А. Б. Новые геологические и геохронологические данные о морских верхнечетвертичных отложениях Азово-Черноморского бассейна. Инф. бюлл. коорд. центра стран членов СЭВ по пробл. изуч. ресурсов мирового океана, № 3, М., 1975.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Асланян А. Т., Саядян Ю. В. Основные черты плио-плейстоценовой истории Армении. В кн.: Путеводитель экскурсий IV Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Ереван, 1973.
- Асланян А. Т., Саядян Ю. В. К вопросу о границе между неогеном и четвертичной системой (по материалам Армении и сопредельных областей). В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Изд. «Наука и техника», Минск, 1977.
- Афанасьев Г. Д., Иванов И. Б., Шанин Л. Л. К-Аг данные о новейшем гранитоидном магматизме. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1969.
- Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Аветисян В. А., Дургарян В. А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований среднего течения р. Раздан по геологическим и радиогеохронологическим исследованиям. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
- Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Гукасян Р. Х. О стратиграфическом положении и возрасте манычарских лав. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1973.
- Богачев В. В. Фауна диатомитовых плиоценовых отложений в За-

- Кавказье. Тр. Азерб. фил. АН СССР, сер. геол., т. IX (39), Баку, 1938.
- Будагов Б. Б.* О древнем оледенении юго-восточного окончания Большого Кавказа в пределах Азербайджана. Тр. Межведом. совещ. по изуч. олед. Кавказа. Инф. сб. о работах по МГГ, № 10, Изд. МГУ, М., 1964.
- Варданянц А. Л.* Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1948.
- Вохания Е. К.* Геологическое строение Колхидской низменности. Тр. ВНИГНИ, Груз. отд., вып. 151, Тбилиси, 1973.
- Векилов Б. Г.* Антропогеновые отложения северо-восточного Азербайджана, Элм, Баку, 1969.
- Великовская Е. М.* К вопросу о плиоценовом оледенении Осетинской равнины. Изв. высш. уч. завед. геол. и разв., № 9, 1959.
- Великовская Е. М., Кожевников А. В.* О происхождении мореноподобных толщ в долинах Терека, Гизельдона и Уруха. Вести. МГУ, сер. геол., № 4, 1959.
- Габриелян А. А.* Третичные отложения Котайкского района Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
- Габриелян А. А.* Палеоген и неоген Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1964.
- Габуния Л. К.* К истории гиппарионов. М., Изд. АН СССР, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. Геол. ин-та АН ГССР, моногр., № 2, 1949.
- Гричук В. П., Айрапетян Т. А.* Разрез плейстоценовых континентальных отложений Гамзачиманской котловины. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 6, 1976.
- Горецкий Г. И.* О возрастных и пространственных соотношениях антропогеновых террас р. Кубани, Тр. Ком. по изуч. четв. периода, т. XIX, 1962.
- Громов В. И.* Новые данные о четвертичных и третичных млекопитающих Северного Кавказа. Тр. сов. секц. МАИЧПЕ, вып. I, 1937.
- Громов В. И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер. геол. (№ 17), вып. 64, Изд. АН СССР, М., 1948.
- Гурарий В. М., Трубихин В. М.* Палеомагнетизм и некоторые аспек-

- ты палеогеографии плиоцена Восточного Азербайджана. Тез. Всес. совещ. по палеомагн., М., 1976.
- Дзвиташвили Л. Ш. Общая характеристика и происхождение фауны моллюсков понто-каспийского неогена. Госнаучтехнефтиздат, Л.—М., 1933.
- Джанелидзе А. И. К гидрографии окрестностей Тбилиси. Вестн. Музея Грузии, т. 3, 1925.
- Дотдугев С. И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1975.
- Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Бальян С. П., Саядян Ю. В. Древнее оледенение Кавказа. В кн.: Геология четвертичного периода. Изд. АН Арм.ССР, 1977.
- Жижченко Б. П. Принципы стратиграфии и унифицированная схема деления кайнозойских отложений Северного Кавказа и смежных областей. Гостоптехиздат, М., 1958.
- Жижченко Б. П. Основы корреляции третичных отложений южных областей Советского Союза. В кн.: «Граница третичного и четвертичного периодов», МГК, XXIII сессия, Докл. советских геологов, 1968.
- Жуков М. М. Геоморфология района проектирования Терско-Маньчского канала. Тр. МГРИ, М., 1936.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Изд. АН СССР, М.—Л., 1945.
- Заикина Н. Г., Саядян Ю. В., Соколова Н. С. Данные спорово-пыльцевого и диатомового анализа древнеозерных отложений Ленинанканского озера. В сб.: Новейшие отложения, новейшая тектоника и человек. Сб. 1. Изд. МГУ, 1969.
- Зубаков В. А., Кочегура В. В. Плиоцен Каспийской области. В кн.: Геохронология СССР, т. III, Недра, М., 1974.
- Зубаков В. А., Кочегура В. В., Попов Г. И. О возрасте и расчленении чаудинского горизонта. Причерноморья. В сб.: Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. Изд. ГО СССР, Л., 1975.
- Имнадзе З. А. К микрофаунистической характеристике гурийских слоев (Зап. Грузия). Тр. Груз. Компл. лабор. ВНИГНИ, вып. 61, Недра, Л., 1967.
- Имнадзе З. А. К микрофаунистической характеристике чаудинских и древнеэвксинских отложений Западной Грузии. Матер. по геол. и нефтеноси. Грузии. Тр. ВНИГНИ, груз. отд., вып. 188, Мецниереба, Тбилиси, 1975.

- Исаева-Петрова Л. С.* Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. Палинология плейстоцена, Наука, М., 1972.
- Исмаил-Заде Т. А., Алиев А. И.* Корреляция разрезов и некоторые вопросы палеогеографии продуктивной толщи среднего плиоцена Азербайджана в свете палеомагнитных исследований. Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле, № 3—4, 1967.
- Карапетян С. Г.* К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Армянской ССР, Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
- Китовани Т. Г.* Отложения гурийского горизонта и условия их накопления в Гурийском нефтеносном районе. Тр. Груз. Компл. лабор. ВНИГНИ, вып. 61, Недра, Л., 1967.
- Китовани Т. Г.* О чаудинских отложениях Гурии (Западная Грузия). Матер. по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГНИ, груз. отд., вып. 188, Мецниереба, Тбилиси, 1975.
- Китовани Т. Г., Имнадзе З. А.* Плиоценовые отложения юго-западной части Колхидской впадины. Вопросы геол. и нефтегазоносности Колхидской низменности. Тр. геол. об-ва Тбилиси, Мецниереба, Тбилиси, 1971.
- Ковалев П. В.* Следы древнего оледенения на территории Кабардино-Балкарской АССР. Матер. Кавк. эксп. Харьковского ун-та (по прогр. МГГ), т. I, Харьков, 1960.
- Ковалевский С. А.* Континентальные толщи Аджиноура. Азнефтеиздат, Б.—М., 1936.
- Кожевников А. В.* Новое о рельефе и строении аллювия долины р. Кубани. Вестн. МГУ, сер. геол., № 1, 1961.
- Кожевников А. В.* Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани. Бюлл. комис. по изуч. четверт. периода, № 27, 1962.
- Кожевников А. В.* Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения долины р. Кубань. В кн.: Геол. Центр. и Зап. Кавказа. Тр. Кавказ. экспед. ВАГТ и МГУ, т. 3, Гостоптехиздат, М., 1962.
- Кожевников А. В.* Особенности строения аллювия горных рек и древнее оледенение Кавказа. Тр. Межвед. совещ. по изуч. олед. Кавказа. Инф. сб.: о работах по МГГ, № 10. Изд. МГУ, М., 1964.
- Кожевников А. В.* Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена, Изд. МГУ, М., 1966.

- Кожевников А. В.* Некоторые проблемы стратиграфии антропогена предгорий Кавказа. Тез. докл. III конф. по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, Ессентуки, 1968.
- Кожевников А. В.* Нижняя граница и стратиграфическое расчленение антропогена Кавказско-Карпатской области. В кн.: Граница третичн. и четверт. периодов. Наука, М., 1968.
- Кожевников А. В.* К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия. В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
- Кожевников А. В.* Основы стратиграфии антропогена Кавказско-Карпатской горной области. В кн.: Геология четвертичного периода. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1977.
- Кожевников А. В.* Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных отложений в прибрежных зонах Кавказа и Крыма. В кн.: Плейстоцен южных морей СССР. М., 1977.
- Кожевников А. В., Кожевникова В. Н., Саядян Ю. В.* К истории формирования Араратской котловины. Вестник МГУ, сер. геол., № 1, М., 1973.
- Кожевников А. В., Бабаев А. Г.* Четвертичные отложения района Сарсангской ГЭС на р. Тертер (М. Кавказ). Вестник МГУ, сер. геол., № 4, 1975.
- Кожевников А. В., Никитин М. Ю.* Антропоген долины р. Сулак на Северном Кавказе. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1977.
- Колесников В. П.* Средний и верхний плиоцен Каспийской области. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 12, М.—Л., 1940.
- Колесников В. П.* Акчатыльские и апшеронские моллюски. В кн.: Палеонтология СССР, т. 10, ч. 3, вып. 12, 1950.
- Комаров А. Н., Сквородкин Н. В., Карапетян С. Г.* Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. Геохимия, № 6, 1972.
- Краснов И. И., Никифорова К. В.* Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы, уточненная по материалам последних лет. В кн.: Стратигр., палеогеография и литогенез антропогена Евразии, к IX Конгрессу ИНКВА, Нов. Зеландия, Изд. ВИМС, М., 1973.
- Криштафович А. Н.* Плиоценовая флора диатомитовых отложений Базарчая. Ботанич. журнал, 5—6, 1939.
- Кушев С. Л.* Геоморфологические наблюдения в Центральном Кавказе. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 51, 1952.

- Кушев С. Л.* Безенгийское оледенение Центрального Кавказа. Тр. Межвед. совещ. по изуч. олед. Кавказа. Инф. сб.: о работах по МГГ, № 10. Изд. МГУ, 1964.
- Лалиев А. Г.* К вопросу геотектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. X(XV), 1957.
- Лебедева Н. А.* Континентальные антропогенные отложения Азово-Кубанского прогиба и их соотношения с морскими толщами. Тр. ГИН АН СССР, вып. 84, 1963.
- Лебедева Н. А.* Корреляция морских и континентальных отложений эоплейстоцена и нижнего плейстоцена Понта-Каспийской области. Автореф. докт. дисс. М., 1974.
- Майсурадзе Г. М.* Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцхской котловины. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1970.
- Мамедов А. В.* Геологическое строение Среднекуринской впадины. Элм, Баку, 1973.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* Четвертичный период. тт. 1—11. Изд. МГУ, М., 1965.
- Маслова И. В.* Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александровской опорной скважины (район г. Кызляр). Тр. ВНИИГ АЗ, вып. 10 (8), 1960.
- Милановский Е. Е.* Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Милановский Е. Е.* О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центр. Кавказа. ДАН СССР, т. 130, № 1, 1960.
- Милановский Е. Е.* О верхнеплиоценовом оледенении Центр. Кавказа. Тр. Межвед. совещ. по изуч. оледенен. Кавказа. Инф. сб. о работах по МГГ, № 10. Изд. МГУ, М., 1964.
- Милановский Е. Е.* Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. Изд. МГУ, М., 1966.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. Недра, М., 1968.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, М., 1963.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Плиоцен-четвертичные образования и неотектоника Большого Кавказа в полосе Воен-

но-Грузинской дороги. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIX (6), 1964.

Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Недра, М., 1973.

Мирчинк Г. Ф. Соотношение четвертичных континентальных отложений Русской равнины и Кавказа. Изв. Ассоц. НИИ физ.-мат. наук при I МГУ, т. 2, вып. 4, 1928.

Мкртчян К. А. О памбакском комплексе ископаемых млекопитающих в Армянской ССР. Изв. АН Арм.ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1958.

Москвитин А. И. Террасы р. Белой на Северном Кавказе. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. XV, 1933.

Москвитин А. И. К вопросу о способе и времени образования морских и речных террас при самостоятельных движениях суши и моря за четвертичный период. Пробл. сов. геологии, № 3, 1934.

Москвитин А. И. Ледниковые образования Красной Поляны, террасы р. Мзымты и части Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода, № 4, 1938.

Муратов В. М., Островский А. Б. Закономерности строения континентальных покровов на морских террасах Северо-Западного Кавказа. ДАН СССР, т. 195, № 5, 1970.

Мусеилов М. А. Геоморфология и новейшая тектоника Среднекуринской впадины. Азневр, Баку, 1975.

Невеская Л. А., Богданович А. К., Вялов О. С., Жижченко Б. П., Ильина Л. Б., Носовский М. Ф., Парамонова Н. П. Ярусная шкала неогеновых отложений юга СССР (Восточный Паратетис). Мат. VI. конф. по стратигр. средизем. неогена. Братислава, 1975.

Никифорова К. В., Краснов Н. И., Александрова Л. П., Васильев Ю. М., Константинова Н. А., Чепалыга А. Л. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплейстоценовых и нижнеплейстоценовых отложений юга СССР. В кн.: Геол., четв. периода. Инж.-геол. проблем. гидрогеол. аридных зоны. Наука, М., 1976.

Олюнин В. Н. К истории оледенения юго-востока горной части Кабардинской АССР. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 58, 1953.

Островский А. Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья СЗ Кавказа. Автореф. канд. дисс., Ростов-на-Дону, 1968.

- Островский А. Б. О природе и возможных масштабах позднелейстоценовых и голоценовых регрессий Черного моря. В сб.: Пробл. периодизац. плейстоцена (материалы симпозиума). Л., 1971.
- Островский А. Б., Щелинский В. Е. Новые данные об узунларских слоях Черноморского побережья Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. 154, № 2, 1969.
- Пашалы Н. В. Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Изд. АН Аз.ССР, Баку, 1964.
- Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М. Литологические особенности и возраст акеринской, сисианской и герюсинской свит ЮВ склона М. Кавказа. ДАН СССР, т. 213, № 5, 1973.
- Пашалы Н. В., Векилов Б. Г. Пирокластические породы молассовой формации антропогена Азербайджана. Литология и полезные ископаемые, № 4, 1967.
- Паффенгольц К. Н. Стратиграфия четвертичных лав Восточной Армении. Зап. Росс. Минер. об-ва, ч. LX, № 2, 1931.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.
- Певзнер М. А. Палеомагнетизм и корреляция плиоцен-четвертичных отложений. В сб.: Докл. междунар. колл. по пробл. «Граница между неогеном и четвертичной системой», М., 1972.
- Попов Г. И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. БМОИП, отд. геол., т. XXX (2), 1955.
- Попов Г. И. Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина. Тр. Комисс. по изуч. четв. периода, т. XIII, 1957.
- Попов Г. И. Корреляция морских и аллювиальных отложений эвксино-каспийского бассейна. В кн.: Вопросы биостратигр. континент. толщ. Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Попов Г. И., Зубаков В. А. О возрасте сурожской трансгрессии Причерноморья. В сб.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Изд. ГОСССР, Л., 1975.
- Порецкий В. С. Ископаемые диатомовые водоросли Нурнуса и Арзни Ереванского района Армянской ССР. В кн.: Диатомовый сборник. Труды ЛГУ, 1953.
- Рейнгард А. Л. Четвертичные отложения и геоморфология Северного Кавказа. В кн.: Геология СССР, т. IX, Госгеоллиздат, М., 1947.

- Родзянко Г. Н. Плиоценовые и четвертичные отложения Западного Предкавказья и Ергеней. Мат. по геол. и полезн. ископ. Нижн. Дона и Нижней Волги. Ростов-на-Дону, 1959.
- Рубинштейн М. М., Адамия Ш. А., Девнозашвили Д. И., Добрыдин В. Н., Розентур Л. И. Датирование некоторых верхне-неогеновых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. В сб.: докл. Граница между неогеном и четв. системой, № 1, М., 1972.
- Рычагов Г. И. Верхнехазарские террасы Дагестана. Компл. исслед. Каспийского моря, вып. 1. Изд. МГУ, М., 1970.
- Сардарян С. А. Палеолит в Армении. Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1954.
- Сафронов И. Н. О новейших тектонических движениях в области СЗ Кавказа. Советская геология, № 54, 1956.
- Саядян Ю. В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины. Автореф. канд. дисс. Ереван, 1968.
- Саядян Ю. В. Галечные образования апшеронского века предгорий Ширакского хребта. В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 1, Изд. МГУ, 1969.
- Саядян Ю. В. К вопросу о древнем оледенении Малого Кавказа. В сб.: Мат. Республ. II научн. конференции молодых научн. работников Армении, посвящ. 50-летию Ленинского комсомола. Изд. АН Арм.ССР, 1969.
- Саядян Ю. В. Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 3, 1969.
- Саядян Ю. В. Основные черты строения и история формирования агин-барцрашенской вулканогенно-обломочной толщи. Мат. Республ. II научн. конф. молодых научн. работн. Армении, посвящ. 50-летию Ленинского комсомола. Изд. АН Арм.ССР, 1969.
- Саядян Ю. В. О стратиграфическом положении и палеогеографическом значении фауны млекопитающих ленинканского фаунистического комплекса (Армения). Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 37, 1970.
- Саядян Ю. В. К вопросу о стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении. В кн.: Геология четвертичного периода. Изд. АН Арм. ССР, 1977.

- Саядян Ю. В., Алешинская З. В., Ханзадян З. В. Голценовые отложения и археология побережья озера Севан. В кн.: Геология четвертичного периода. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1977.
- Свиточ А. А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене. В кн.: Проблемы общей физической географии и палеогеографии. Изд. МГУ, М., 1976.
- Соловьев Б. Л. Четвертичные оледенения бассейна р. Кодори на Западном Кавказе. Бюлл. Комисс. по изуч. четв. периода, № 34, Наука, 1967.
- Соколов Н. Н. Геоморфологический очерк Черкесского округа. Тр. Сев. Кавк. ассоц. НИИ, вып. 65, Ростов-на-Дону, 1930.
- Станкевич Е. К. Новейший магматизм Кавказа. В кн.: Геохронология СССР, т. III, Недра, Л., 1974.
- Стеклов А. А. Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 163, 1966.
- Султанов К. М. Апшеронский ярус Азербайджана. Азнешр, Баку, 1964.
- Тахтаджян А. Л., Габриелян А. А. Опыт стратиграфической корреляции вулканогенных толщ и пресноводных образований плиоцена и нижнего плейстоцена М. Кавказа. ДАН Арм.ССР, № 1, 1948.
- Трубин В. М. Палеомагнетизм и некоторые вопросы стратиграфии акчагыльских отложений Западной Туркмении. Автореф. канд. дисс. М., 1975.
- Тушинский Г. К. Современное и древнее оледенение Тебердинского района. В кн.: Побежденные вершины. Ежегодник сов. альпинизма. Географиздат, М., 1949.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та, вып. 10, 1957.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр. ГИН АН СССР, вып. 88, 1963.
- Федоров П. В. Проблемы корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей. В об.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. Наука, М., 1969.
- Федоров П. В. Некоторые новые данные о карангатских отложениях Черного моря и их соотношении с тирреном Средиземного моря. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1970.
- Федоров П. В. Некоторые вопросы плейстоцена Понто-Каспия. В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.

- Федоров П. В., Гентнер А. Р., Муратов В. М. О времени появления средиземноморских элементов в фауне Черного моря. ДАН СССР, т. 138, № 1, 1961.
- Хсин В. Е., Ахмедов Г. А. Геологическое строение Азербайджанской ССР по материалам опорного бурения. Тр. ВНИГРИ, вып. 3, 1957.
- Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Джавахетского хребта. Изв. АН Арм.ССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Мецниереба, Тбилиси, 1966.
- Церетели Д. В. Изучение четвертичных отложений Грузии и проблемы дальнейших их исследований. Тез. докл. к IV Всес. совещ. по изуч. четв. периода, Ереван, 1973.
- Церетели Д. В., Мамацашвили Н. С. Новые данные о средне- и верхнеплейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 43, 1975.
- Челидзе Г. Ф. Плиоцен. Западная зона погружения Грузинской глыбы и Гурийская подзона Аджаро-Триалетской складчатой системы. В кн.: Геология СССР, т. X, ч. 1, Недра, М., 1964.
- Чепалыга А. Л. Неоген-четвертичная граница по данным фауны пресноводных моллюсков. Межд. коллоkv. по пробл. Граница между неогеном и четверт. системой. Сб. докл. III, М., 1972.
- Шанцер Е. В. Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. Тр. Сов. секции МАИЧПЕ, вып. 4, 1939.
- Шанцер Е. В. Условия залегания и геологическая датировка Абхазского палеотита. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, вып. 6—7, 1940.
- Шатилова И. И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Мецниереба, Тбилиси, 1967.
- Шатилова И. И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Мецниереба, Тбилиси, 1974.
- Ширинов Н. Ш. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. Элм, Баку, 1973.
- Ширинов Н. Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Элм, Баку, 1975.

- Ширинов Н. Ш., Танрывердиев Х. К. Стратиграфическое и возрастное расчленение континентальных образований бассейна рек Акера и Базарчай (М. Кавказ). Изв. АН Азерб. ССР, Науки о Земле, № 1, 1968.
- Ширинов Ф. А., Баженов Ю. П. Геологическое строение предгорий южного склона Большого Кавказа, Азнешр, Баку, 1962.
- Сихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 1, Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1964.
- Эберзин А. Г. Средний и верхний плиоцен Черноморской области. В кн.: Стратиграфия СССР, Неоген, т. 12, М.—Л., 1940.
- Эберзин А. Г. Схема стратиграфии неогеновых отложений юга СССР. Тр. совещ. по разраб. унифицир. стратиграф. шкалы третичных отлож. Крымско-Кавказской области, Баку, 1959.
- Initial reports of DSDP, vol. 42 b, 1977.
- Muratov V. M., Ostrovsky A. B., Fridenberg E. O. Quaternary stratigraphy and paleogeography on the Black Sea coast of Western Caucasus. Boreas, vol. 3, Oslo, 1973.

РЕШЕНИЕ

Межведомственного совещания по разработке региональной корреляционной стратиграфической схемы четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа

г. Сочи, Лазаревское, 26—28 апреля 1976 г.

Рабочее совещание по разработке корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений Кавказа, созываемое впервые по инициативе МСК, ВСЕГЕИ и МГУ, при поддержке МИНГЕО СССР и РСФСР, происходило с 26 по 28 апреля 1976 года в пос. Лазаревское Краснодарского края на базе Лазаревской партии Краснодарской комплексной экспедиции Северо-Кавказского территориального Геологического Управления. Совещанием руководил председатель постоянной комиссии МСК по четвертичной системе проф. Е. В. Шанцер.

В совещании приняли участие представители следующих организаций: МСК, ВСЕГЕИ, СКТГУ, МГУ, ГИН АН СССР, Института Геологии АН Грузинской ССР, Института Географии АН Грузинской ССР, Геологического Управления при СМ Грузинской ССР, Института Геологии АН Армянской ССР—всего 20 человек. Представители Азербайджана не участвовали в совещании, вследствие совпадения сроков с другим совещанием. Однако от сотрудников Геологического Института АН Азербайджанской ССР (Б. Г. Векилов, Н. В. Пашалы); Института Географии АН Азербайджанской ССР (А. В. Мамедов, Н. Ш. Ширинов); НИПИ Азербайджанской ССР (А. А. Али-Заде) поступили замечания и дополнения к схеме, которые были обсуждены и учтены в работе совещания.

К совещанию был подготовлен проект региональной схемы четвертичных отложений Кавказа, составленный А. В. Кожевниковым и Е. Е. Милановским (МГУ) при участии Е. П. Зарриной (ВСЕГЕИ).

В основу переработки представленного проекта общекавказской корреляционной схемы были положены частные стратиграфические схемы для отдельных регионов, представленные участниками Совещания, а именно: схема стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений Армянского вулканического нагорья, составленная совместно чл.-кор. АН Армении А. Т. Асланяном и Ю. В. Саядяном; схема стратиграфии плиоцен-четвертичных отложений черноморского побережья и долины южного склона Кавказа, составленная А. Б. Островским и Ю. Д. Янушевичем; схема стратиграфии аллювиальных и ледниковых отложений северного склона Кавказа, составленная С. И. Дотдугевым; схема четвертичных отложений Грузии, составленная Д. В. Церетели; схема параллелизации вулканитов грузинской части Малого Кавказа, составленная Р. И. Торозовым и Л. Г. Джигаури; схема возрастного подразделения куринских террас в Ахалцхской котловине, составленная Г. М. Майсурадзе; схема сопоставления каспийских и восточно-европейских горизонтов четвертичной системы, составленная О. К. Леонтьевым; схема геологического положения костенских слоев в сводном разрезе антропогена Аджинаура, составленная Н. А. Лебедевой; схема стратиграфии морских четвертичных отложений Черного и Каспийского морей П. В. Федорова.

Кроме того, при переработке представленного проекта были учтены замечания Ю. М. Васильева, Б. Г. Векилова, В. А. Зубакова, Я. А. Измайлова, Я. И. Краснова, О. Г. Купарадзе, Г. М. Майсурадзе, А. В. Мамедова, Н. В. Пашалы, А. Л. Цагарели, Е. В. Шанцера, Н. Ш. Ширинова.

На совещании также были заслушаны доклады по результатам тематических работ по стратиграфии четвертичных отложений Черноморского побережья Кавказа и Таманского полуострова—А. Б. Островского,

Я. А. Измайлова (СКТГУ), И. П. Балабанова (И Гидрогеол. Упр.), Н. Г. Скрыбиной (ЮЖМОРГЕО).

Участники совещания отмечают своевременность и необходимость его созыва, поскольку Кавказ является единственным регионом СССР, до сих пор не имеющим корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений, охватывающей весь Кавказ. Благодаря трудам нескольких поколений геологов он уже давно стал важнейшей стратиграфической областью для морских верхнеплиоценовых и четвертичных отложений и на его территории расположены многие их стратиграфические и опорные разрезы. За последние десятилетия немало сделано и по изучению континентальных отложений и разработке основ их биостратиграфии по ископаемой фауне млекопитающих. Многие исследователи занимались также изучением древнего оледенения и ледниковых отложений, речных террас и истории вулканизма в пределах Главного Кавказского хребта и в Закавказье. В этой работе участвовал большой коллектив геологов и географов Геологических Управлений и Академий Наук Грузии, Армении и Азербайджана, Северо-Кавказского Геологического Управления и геологических учреждений и ВУЗов Москвы, Ленинграда, Ростова и Новочеркасска. Его усилиями собран огромный и ценный фактический материал. Особо следует отметить начатые в последние годы систематические палеомагнитные исследования и определения радиометрического возраста верхнеплиоценовых и четвертичных пород и осадочных образований. Ряд районов Кавказа относится к числу лучше всего исследованных в этом отношении в СССР. И однако, несмотря на большие достижения в изучении верхнеплиоценовых и четвертичных отложений, до сих пор остаются нерешенными многие коренные вопросы их стратиграфического расчленения и корреляции как в общекавказском, так даже и в более узком региональном масштабе. Это объясняется огромным разнообразием генетических типов отложений и фациальных типов разрезов, а на обширных пространствах их большой неполнотой и бедностью остатками фауны и флоры. Связанные с этим трудности усугубляются значительной разрозненностью усилий

геологов и геологических учреждений Союзных Республик, расположенных на территории Кавказа, и их слабой координацией, что требует активизации в этом направлении работы Кавказской межреспубликанской комиссии по изучению четвертичного периода. Этим, в значительной мере объяснялось отсутствие региональной корреляционной стратиграфической схемы.

Поэтому в настоящее время осуществима только весьма приближенная корреляция четвертичных и верхнеплиоценовых отложений большинства естественных геологических районов Кавказа. Особо следует отметить отсутствие надежной базы для последовательного изучения климатостратиграфических критериев расчленения и корреляции разрезов, что связано со все еще недостаточной изученностью ледниковых отложений в высокогорных областях и их соотношений с отложениями межгорных и предгорных депрессий и морских побережий и слабой палинологической изученностью последних. В связи с этим совещание считает возможным на первом этапе своей работы принять только рабочую корреляционную схему, воздержавшись от выделения унифицированных общекавказских горизонтов. Эта схема лишь условно сопоставлена с унифицированной региональной схемой Европейской части СССР, принятой за приближенный эталон. Предложенный А. В. Кожевниковым проект местных названий для унифицированных региональных стратиграфических подразделений, следует принять во внимание при последующем выделении и обосновании местных подразделений.

Таким образом, изученность стратиграфии четвертичных отложений Кавказа является еще недостаточной. Между тем, создание их унифицированной стратиграфической схемы имеет не только теоретическое, но и существенное практическое значение, поскольку оно необходимо для правильной постановки геологического картирования, особенно крупномасштабного, и для рациональной постановки поисковых и разведочных работ в межгорных и предгорных депрессиях. Спорность и неоднозначность трактовки стратиграфии четвертичных отложений препятствует также верному пониманию

строения их покрова и затрудняет, тем самым, инженерно-геологические изыскания под инженерные и гражданские сооружения.

В соответствии с рекомендацией МСК о необходимости совместного картирования, помимо четвертичных отложений, также нерасчлененных неоген-четвертичных образований, совещание рассмотрело проблемы стратиграфической корреляции толщи неоген-четвертичных отложений, включая апшерон и акчагыл, не касаясь дискуссионной проблемы о положении неоген-четвертичной границы. Однако была отмечена необходимость единого комплексного методического подхода при изучении и картировании всей толщи этих образований.

Для того, чтобы ускорить разработку стратиграфии четвертичных отложений Кавказа, совещание считает необходимым осуществление следующих первоочередных мероприятий:

1. Организовать специальные тематические исследования ледниковых отложений Главного Кавказского хребта и Малого Кавказа и их стратиграфических соотношений друг с другом и аллювиальными террасами речных долин.

2. Организовать специальные тематические группы по изучению склоновых (гравитационных) процессов и отложений, уточнению их генезиса и стратиграфии.

3. Проводить детальное палинологическое изучение опорных разрезов как континентальных, так и морских четвертичных и подстилающих их верхнеплиоценовых отложений.

4. Организовать силами специально созданных при геологических управлениях и институтах республиканских Академий наук групп систематические сборы и определение костных остатков ископаемых млекопитающих; особое внимание обратить на поиски костей в наиболее благоприятных для захоронения прибрежно-морских и чередующихся с ними континентальных слоях с целью прямой биостратиграфической корреляции морских и континентальных отложений.

5. Всемерно развивать палеомагнитные (магнито-стратиграфические) исследования и радиометрическую датировку горных пород в сериях опорных разрезов,

особенно в районах распространения отложений, лишенных палеонтологических остатков (лавовые и вулканогенные толщи, континентальные субаэральные отложения и т. п.).

6. Совещание отмечает необходимость проведения специальной съемки четвертичных отложений в средних и детальных масштабах не только в предгорных и межгорных впадинах, но и в горных областях, что имеет важное значение для всестороннего освещения геологического строения Кавказа. Следует обратить внимание МИНГЕО СССР и РСФСР на неудовлетворительное состояние организаций Государственной геологической съемки (четвертичные отложения) в территориальных геологических управлениях при Сов. Мин. Армянской, Азербайджанской и Грузинской ССР и Северо-Кавказском геологическом управлении МИНГЕО РСФСР, поскольку в соответствующих региональных сериях Госгеолкарт отсутствуют специальные карты четвертичных отложений, а сводная легенда единой общей геологической карты для всех четырех серий, утвержденная Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ в 1957 году (с дополнениями 1961—1967 годов) устарела.

Совещание обращает внимание МСК, Министерства геологии СССР и РСФСР и его управлений и Академий наук Союзных Республик на настоятельную необходимость осуществления этих мероприятий в ближайшее время. Совещание просит МСК и его Постоянную стратиграфическую Комиссию по четвертичной системе включить в свой перспективный план на текущую пятилетку созыв в ближайшие 2—3 года второго Межведомственного и межреспубликанского совещания по разработке новой унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Кавказа, взамен принятой временной рабочей схемы.

Совещание выражает благодарность проф. Е. Е. Милановскому, доц. А. В. Кожевникову и научному сотруднику ВСЕГЕИ Е. П. Зарриной за большую работу, проделанную ими по подготовке проекта корреляционной стратиграфической схемы четвертичных отложений Кавказа, послужившего основой работы Совещания.

Совещание выражает также благодарность руко-

водству Северо-Кавказского геологического управления и сотрудникам Лазаревской партии СКТГУ (А. Б. Островскому, Ю. Д. Янушевичу, А. П. Щеглову и Я. А. Измайлову) за хорошую организацию работы Совещания, быта его участников, а также геологическую экскурсию, проведенную после совещания.

Совещание просит чл.-кор. АН Арм.ССР А. Т. Асланяна как председателя Кавказской межреспубликанской Комиссии по изучению четвертичного периода принять на себя труд редактирования и организации публикации материалов Совещания и в дальнейшем всемерно содействовать постановке и развитию в республиках Закавказья тех направлений исследований, которые перечислены выше.

ОГЛАВЛЕНИЕ

I. Объяснительная записка к региональной корреляционной стратиграфической схеме четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа	
Введение	3
1. Рионская впадина, Тамань, Черноморское побережье Кавказа	10
2. Долины западной части Большого Кавказа, молассы предгорий	19
3. Ледниковая область, вулканические нагорья Большого Кавказа	25
4. Долины восточной части Большого Кавказа, молассы предгорий	33
5. Каспийское побережье Большого Кавказа и Куринская впадина	38
6. Малый Кавказ (вулканические нагорья, внутригорные впадины)	45
7. Заключение	62
8. Литература	70
II. Решение межведомственного совещания по разработке региональной корреляционной стратиграфической схемы четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа	
83	
Приложение: Рабочая корреляционная стратиграфическая схема четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа (на 1 листе).	

АНДРЕЙ ВАЛЕНТИНОВИЧ КОЖЕВНИКОВ
ЕВГЕНИЙ ЕВГЕНИЕВИЧ МИЛАНОВСКИЙ
ЮРИЙ ВАЧЕЕВИЧ САЯДЯН

О черк
стратиграфии антропогена Кавказа

*Печатается по решению Межведомственного
Стратиграфического Комитета*

Технический редактор Л. А. АЗИЗБЕКЯН

Высоты каспийских террас относительные - над урезом Каспия (-28).

Цена 88 к.

2221