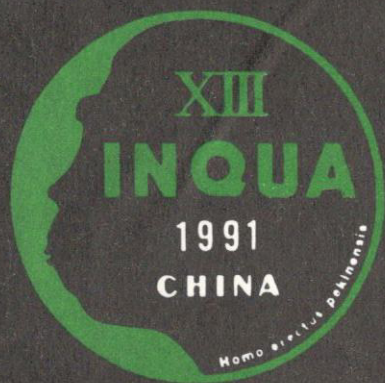


Г. М. МАЙСУРАДЗЕ



АНТРОПОГЕН  
КАВКАЗА

„МЕЦНИЕРЕБА“

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. И. ДЖАНЕЛИДZE  
Труды, новая серия, вып. 101

Г. М. МАЙСУРАДZE

# АНТРОПОГЕН КАВКАЗА

(очерк стратиграфии, внутрирегиональная корреляция)

К XIII КОНГРЕССУ ИНКВА

Китай, 1991 г.



«МЕЦНИЕРЕБА»

ТБИЛИСИ

1990

В результате обобщения собственного и существующего обширного литературного материала дается подробное стратиграфическое расчленение морских и континентальных отложений Кавказа. Составлена общекавказская корреляционная схема четвертичных отложений, содержащая новый фактический материал – результат многолетних исследований автора по Антикавказу и районам Грузии.

Книга рассчитана на специалистов в области геологии и палеогеографии четвертичного периода.

Редактор д-р геол.-мин. наук Ш. А. Адамия

Рецензенты: ст. научн. сотр., канд. геол.-мин. наук С. И. Кулошвили,

доц. каф. геол. ТГУ В. Г. Алпаидзе

საკუთარი ჭაქტიური მასაღის და არსებური ბიო-  
ბარნი რიტრაქტური მყარობის და მუშაობის მუდგაფ  
ნაბრბბი ბიბბბბბა კავკასიბბი მატრბბბბბ  
ბბბბბ და კბბბბბბბბბბ მბბბბბბბბბბ  
ბბბბბბბბბბ. მუდგბბბბბ კავკასიბის ბუბბბბბბ  
მბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბ  
ბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბ  
ბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბ  
ბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბ  
ბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბბ

М I804040000 24-90  
М607(06)-90

© Издательство, "Мецниереба", 1990

ISBN 5-520-00683-0

ВВЕДЕНИЕ

Сложное морфо-тектоническое строение региона, большое разнообразие представленных здесь генетических типов четвертичных отложений, малочисленность и неполнота стратотипических разрезов и неравномерность изучения морских и континентальных образований затрудняют на данном этапе их фашиальное сопоставление и создание как внутрирегиональных, так и межрегиональных корреляционных стратиграфических схем.

Изучение четвертичных отложений в регионе началось с появления сведений о следах древнего оледенения на Большом Кавказе еще в середине прошлого века. Неоценимый вклад в составление представлений о ледниковом плейстоцене на Кавказе внесли А.Л.Рейнгард, Л.А.Варданянц, В.П.Ренгартен, усилиями которых были составлены первые стратиграфические схемы ледникового периода Кавказа.

Важную роль в развитии современных представлений о неоген-четвертичной истории Понто-Каспийской области сыграли исследования Н.И. Андрусова. В дальнейшем эти представления развивались и детализировались П.А.Православлевым, Д.В.Голубятниковым, А.Д.Архангельским и Н.М.Страховым, В.В.Богачевым, Л.Ш.Давиташвили и др. В результате были сформулированы основные этапы развития Каспийского, Черного и Азовского морей. Четвертичные отложения Каспийской области были расчленены на четыре яруса (снизу вверх): бакинский, хазарский, хвалынский и новокаспийский, что отвечало основным этапам развития Каспийского моря и его фауны. В Черноморско-Азовской области эти этапы соответствовали чаудинскому, древнеэвксинскому, узунларскому; каранга-тскому, новозэвксинскому и древнечерноморскому ярусам. Стратиграфические схемы четвертичного периода Понто-Каспийской области явились той основой, на которой строились тогдашние представления об истории этого региона.

В послевоенные годы начались детальные исследования четвертичных отложений Кавказа. Они были связаны как с разномасштабными геолого-съёмочными работами, так и с тематическими исследованиями. В них участвовал огромный коллектив геологов, географов, палеобиологов, геофизиков, нефтяников как из производственно-геологических учреждений, так и из научно-исследовательских институтов и университетов Закавказских республик, Северного Кавказа, Украины, Москвы и Ленинграда. Трудно перечислить все достижения в деле изучения четвертичных отложений региона за последние годы, отметим только, что огромный вклад в них А.А.Ализаде, Н.В.Думитрашко, Е.Е.Милановского, А.Л.Чагарели, Д.В.Церетели, Л.И.Марушвили, Л.К.Габуния, А.К.Векуа, Е.М.Шербаква, А.В.Коженикова, А.Т.Асланяна, С.П.Бальяна, А.В.Мамедова, П.В.Федорова, Г.И.Попова, Л.А.Невесской, Г.И.Горецкого, Н.Ш.Ширино-

ва, П.В.Ковалева, В.А.Зубакова, Т.Г.Китовани, Н.А.Лебедевой, А.Г.Лалиева, Р.И.Торозова и многих других.

Основные направления этих исследований:

- изучение биостратиграфии и геологической истории Понто-Каспия и его связи со Средиземноморским бассейном;
- изучение связи трансгрессий и регрессий Черного и Каспийского морей с оледенениями гор и равнин;
- изучение стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений в синклинорных межгорных депрессиях Рioni и Куры;
- выявление следов древнего оледенения гор и предгорий и их корреляция с морскими и речными террасами;
- изучение генетических типов четвертичных отложений, их стратиграфическое расчленение с применением геологического, геоморфологического, литологического, палеонтологического и физических методов исследований;
- стратиграфическое расчленение молодых вулканитов региона с применением палеомагнитного, радиометрического и палеонтологического методов в связи с составлением магнитохроностратиграфической шкалы антропогена Кавказского сегмента Альпийского пояса;
- изучение стратиграфии речных террас, их корреляция с морскими террасами;
- составление стратиграфических схем четвертичных отложений отдельных районов внутри региона и попытки сопоставления их с более подробными межрегиональными схемами.

Современные представления о генетических типах четвертичных отложений, стратиграфии и палеогеографии рассматриваемого региона строятся на огромном фактическом материале, собранном главным образом за последние полвека. Его анализ лег в основу предложенного А.В. Кожевниковым проекта корреляционной стратиграфической схемы верхнеплиоцен-четвертичных отложений Кавказа, которая была принята на Межведомственном совещании по разработке региональной корреляционной стратиграфической схемы четвертичных и верхнеплиоценовых отложений Кавказа в 1976 г. в пос.Лазаревское. Общекавказские корреляционные схемы были известны и ранее из работ Н.И.Андрусова, Л.Ш.Давиташвили, А.Л.Рейнгарда, Л.А.Варданянца, П.В.Федорова, Д.В.Церетели, Е.Е.Милановского, Н.А.Лебедевой и др.

Вышеупомянутая рабочая схема А.В.Кожевникова обладает большей информативностью и полнотой по сравнению с созданными ранее. В эту схему мы вносим некоторые дополнения - результаты многолетних исследований по Малому Кавказу и Южногрузинскому вулканическому нагорью и частично по Кавказу, находящие свое отражение в палеомагнитной шкале и в стратиграфической колонке Малого Кавказа. Некоторые спорные или дискуссионные вопросы будут решены в процессе накопления нового фактического материала. Таким образом, рабочая корреляцион-

ная стратиграфическая схема А.В.Кожевникова принимается нами как основополагающая при описании четвертичных отложений Кавказа.

Прежде чем приступить к стратиграфической характеристике отложений, коснемся кратко вопроса нижней границы четвертичной (антропогеновой) системы. В схеме А.В.Кожевникова, в соответствии с решением XXIУ сессии МГК (Монреаль, 1972), граница проводится под морскими калабрийскими отложениями Италии или под апшеронскими слоями и их стратиграфическими аналогами Понто-Каспийской области. Согласно предложению рабочей группы Проекта №41 Международного проекта геологической корреляции, выработанному совместно с подкомиссией ИНКВА, по границе плиоцен-плейстоцена, утвержденному в 1985 г. Международным союзом геологических наук (МСГН), нижняя граница четвертичной (антропогеновой) системы проходит над верхней кромкой олдувейского эпизода палеомагнитной шкалы, с возрастом 1.64-1.66 млн. лет (Никифорова, Иванова и др., 1987). Нельзя не отметить, что большинство исследователей Кавказа эту границу проводят под бакинским (чаудинским) горизонтом. Такая же граница принята и геологической службой СССР. В пользу этого имеются весьма веские аргументы. Исходя из историко-геологических и биостратиграфических принципов, на этом рубеже произошел резкий перелом в развитии морской фауны - полное вымирание представителей апшеронской (плиоценовой) фауны и появление солоноватоводной фауны современного типа. Бакинские отложения несогласно залегают на отложениях апшерона, переход к которым от акчагыла постепенен. В апшероне частичное вымирание ряда акчагыльских (плиоценовых) родов и появление моллюсков четвертичного габитуса происходит на фоне повсеместного господства плиоценовых родов и видов (Ализаде и др., 1972). И если подходить с позиции необходимости пересмотра объема четвертичной системы, то правильнее было бы нижнюю границу проводить в подошве акчагыла (под астием), поскольку между акчагылом и апшероном не наблюдается четких различий в характере осадконакопления, литофациальном составе отложений, составе фауны и флоры, климатических условиях. В то же время именно с преакчагыльских движений (роданская орофаза) начинает формироваться современный морфоструктурный план рельефа Кавказа, появляются представители современной флоры и фауны, происходит инверсия магнитного поля Земли (Гилберт-Гаусс).

В хроностратиграфической шкале четвертичных отложений Европейской территории СССР граница проходит под нижним апшероном или эоплейстоценом. Исходя из сказанного, четвертичная (антропогеновая) система подразделяется на эоплейстоцен (апшерон), плейстоцен и голоцен.

## ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

На Кавказе к эоплейстоцену относятся гурийские и апшеронские морские отложения и их континентальные аналоги, представленные аллювиальными, ледниковыми и вулканогенными образованиями. Разрезы морских отложений наиболее полно изучены в Колхиде, Куринской депрессии и в пределах Западнокубанского, Терско-Дагестанского и Кусарского прогибов.

В Колхиде гурийские отложения широко представлены в Гурии, где их выходы приурочены к бассейну р. Натанеби и северному склону хр. Гурийскихтеби. Гурийские отложения отделяются от куальника переходными слоями, представленными песчанистыми глинами охарактеризованными фауной *Dreissena colhica* Kip., *D. distincta* Andrus., *D. ex gr. rostriformis*, выше с *Pirgula* sp., *Micromelania* sp. (Китовани, 1976). Это мерийские слои В.А.Зубакова и В.В.Кочегура (1974), стратиграфическое положение которых дискуSSIONно. Т.Г.Китовани, а затем и А.В.Кожеников и Е.Е.Милановский (1984) относят их к началу эоплейстоцена Колхиды. По данным И.И.Шатиловой (1967) для мерийских слоев характерны спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы темнохвойных пород, что должно указывать на значительное похолодание климата и опреснение бассейна. Мерийские отложения имеют обратную полярность (Зубаков, Кочегура, 1974).

Выше мерийских слоев согласно следуют собственно гурийские отложения, представленные в нижней части глинами, алевролитами с фауной *Digressodacna digressa* (Liv.), *D. digressa gracilior* Dav. et Kit. и др. Мощность отложений 50–70 м. По В.А.Зубакову и В.В.Кочегура (1974), эта часть отложений намагничена прямо и соответствует эпизоду Олдувей (I.67–I.88 млн. лет). Согласно палинологическим данным, это – время распространения термофильной растительности (Шатилова, 1967). Выше следуют обратно намагниченные пески и глины с фауной *Digressodacna digressa* (Liv.), *Dreissena ex gr. polymorpha* Pall., *Micromelania*. Мощность до 100 м. В растительном покрове отмечается увеличение доли ели и пихты, усиливается роль мезофилов. В самых верхах разреза вновь появляются представители теплолюбивых ассоциаций (Шатилова, 1967).

На гурийских отложениях залегает толща, представленная чередованием глин, глинистых песков, конгломератов, алевролитов мощностью до 40 м (бассейн р. Натанеби). Объединяются они в "нагобилевский горизонт", состоящий из натанебских и цвермагальских слоев (Китовани и др., 1982). Для горизонта характерна фауна *Didacna cressa* cf.

*guriensis* Nevessk., *D. tschoudae* (Andrus.), *D. pseudocrassa* Pavl., *D. pleistoplevra* (Davit), *Dreissena ex gr. tschoudae* (Andrus.), *D. rostriformis abchasica* Nevessk., *Micromelania* sp. и др. "Нагобилевский горизонт", или натанебская серия (в литературе известная как "гурийская чауда") относится к эоплейстоцену. Нижняя часть натанебских слоев намагничена обратно, а верхняя прямо (квемонатанебский эпизод – Кобб–Маунтин – I.I млн. лет). Для нижней части отложений реконструируется развитие тсугово-буковых лесов; растительность носит термофильный характер; выше ее состав обедняется, получают распространение сосново-еловые леса.

В вышележащих цвермагальских слоях выделяются нижняя, средняя и верхняя зоны (Зубаков, Борзенкова, 1983). Для нижнецвермагальских слоев характерна обратная намагниченность, для средних – прямая (возраст 0.92 млн. лет – эпизод Харамильо), верхних – обратная. По палинологическим данным, соответственно, выделяются три климатохрона – теплый с преобладанием термофильных элементов, холодный с господством пихтово-еловых лесов и теплый с буковыми и таксодиевыми лесами.

В центральной части Колхидской низменности эоплейстоцен представлен гурийскими отложениями мощностью 60–125 м (по данным бурения). Они сложены глинами, местами песчанистыми, с прослоями мелкозернистых песков и рыхлых конгломератов. Возраст отложений определяется фауной *Didacna cf. digressa* Livent., *Dreissensia ex gr. rostriformis* Dsh., *Monodacna n. sp.* (Лалиев, 1957).

Морские эоплейстоценовые глины в Черноморском бассейне выступают на Таманском п-ове, где они фаунистически охарактеризованы как апшеронские и представлены глинами. В верхах отложений допускается существование аналогов гурийской чауды (Лебедева, 1978).

Континентальные аналоги морского эоплейстоцена в Западной Грузии представлены аллювиальными отложениями, фрагментарно сохранившимися в предгорной полосе Колхиды на высоких террасах крупных речных артерий Ингури, Кодори, Гумиста, Мзымта и др. Выделяются три уровня – XIII, XII и XI террасы, относительная высота которых, соответственно, 250–260, 230–240 и 180–200 м. Аллювиальные валуно-галечники в большинстве случаев перекрываются мощным слоем коры выветривания – красноцветным глиноземом.

В пределах Анапской предгорной равнины широко развиты субэаральные отложения, которые с размывом залегают на морских и лиманно-морских осадках киммерия и куальника. Мощность этих отложений 55–60 м. В подошве отложений залегают красноцветные скифские глины мощностью до 16 м. В средней части слоя фиксируется размыв – грубоокатанный галечник мощностью до 1.0 м. Нижнюю часть разреза относят к эоплейстоцену (возраст более 700 тыс. лет), а верхнюю – к нижнему плейстоцену (Щеглов, 1986).

В Азово-Кубанской депрессии широко развиты аллювиальные отложения, залегающие на морском куяльнике и относимые к апшерону, так как в районе Краснодара они залегают на лиманно-прибрежных глинах с фауной *Candoniella subellipsoidea* (Shar.), *C. albicans* (Brady) и др. и русловых песках с *Bogaschovia* (*Unio*) *sturi* M. Noegn. По Н.А.Лебедевой (1963) в них обнаружены остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti). Толща слагает "кропоткинскую" террасу р.Кубани, пятнадцатую в корреляционной схеме Кавказа. В долине Кубани эоплейстоценом датируется и "некрасовская" терраса (XIV) Г.И.Горещкого (1962); здесь в песках с галькой также обнаружены остатки *Archidiskodon meridionalis* (Nesti). Почти повсюду на террасовых отложениях располагаются красноцветные элювиальные образования.

К нижнему эоплейстоцену относится аллювиальный горизонт в долине р.Псекупс, представленный галечниками и песками с пресноводной фауной *Unio pseudorumanus* и др. (Чепалыга, 1967). В бассейне р.Кубани этому стратиграфическому уровню соответствует андреедмитревская терраса высотой 150-160 м (XVI), занимающая обширную территорию Лабино-Урупского междуречья. В аллювиальной толще найдены остатки *Archidiskodon meridionalis meridionalis* Nesti. (Кожевников и др., 1977; Лебедева, 1963). К эоплейстоцену принято относить и травертины Лермонтовского холма, возраст которых 1.25 млн. лет. На северном склоне г.Машук в песчаной линзе в травертинах обнаружен бивень *Archidiskodon meridionalis* (Nesti).

На Центральном Кавказе эоплейстоценовые отложения представлены в основном вулканогенными и ледниковыми отложениями. К ним относятся андезитодацитовые лавы Приэльбрусья, заполняющие эрозийные неровности Бечасынского плато, а также андезитодацитовые лавы вулканов Кюген-Кая и Кум-Тюбе на Верхнечегемском вулканическом нагорье. Последние намагничены прямо и, вероятно, относятся к эпизоду харамильо (Кожевников, Милановский, 1984). Между лавами Кюген-Кая и Кум-Тюбе и липаритодацитовыми игнимбритами акчагыльского возраста располагается чегемская морена (Милановский, 1966), сложенная валунообломочным материалом серых гранитов и липаритодацитов с супесчаным заполнителем. Мощность моренной толщи до 80 м. Е.Е.Милановским морены чегемского оледенения обнаружены и в других местах высокогорной части северного склона Кавказа - в междуречьях Кестанты-Чегема, Черка Безингийского-Черка Балкарского и в других местах.

На Нижнечегемском вулканическом нагорье выделяется вулканический комплекс, объединяющий две свиты - кызбурунскую и баксангэсскую (Милановский, Короновский, 1973). Комплекс представлен пирокластическими и туфогенными образованиями, содержащими гальку чегемских липаритодацитов. Они выполняют древние долины. Баксангэсская свита, с размывом располагаясь на Кызбурунской, служит цоколем 100-метровой террасы Баксана. Мощность каждой из вышеназванных свит до

60 м. Верхние 5 м кызбурунской свиты намагничены прямо, нижние 42 м баксангэсской свиты - обратно, а ее верхние слои мощностью 8 м - прямо (Зубаков, Кочегура и др., 1974). Возраст обсидиановых бомб по трекам из обратнонамагниченной зоны баксангэсской свиты 2.2±0.5 млн. лет. Эти данные определили двоякое толкование возраста указанных свит: акчагыл (нижний акчагыл) и апшерон. Исходя из наличия на Южно-Грузинском нагорье андезитовых лав Кумурдо (возраст 1.1-1.2 млн. лет), залегающих на "верхних" долеритах Ахалкалакского плато (средний апшерон - Майсурадзе и др., 1980) и имеющих весьма сходные палеомагнитные параметры с таковыми липаритов "комплекса водоразделов" Нижнечегемского нагорья ( $D^{\circ} = 28$ ;  $I^{\circ} = +47$ ), зона Кызбурунской свиты сопоставима, по-видимому, с эпизодом Кобб-Маунтин (Кумурдо, Квемо-Натанеби), а зона верхней части баксангэсской свиты - с эпизодом Харамильо, что не противоречит выводам Кожевникова и Милановского (1984).

Стратиграфическим аналогом кызбурунской и баксангэсской свит является верхняя часть свиты Рухс-Дзуар на Сунженском хребте, представленная валунно-галечниками с большой примесью вулканогенного (туфогенного) материала. Стратиграфически она сопоставляется с заманкульской серией отложений, развитой в предгорьях северного склона Сунженского хребта. Здесь, на акчагыльских туфогенных и селево-флювиальных отложениях залегают мощные (до 250 м) глины и глинистые пески лиманного типа. Выше следует толща мощностью более 200 м, состоящая из чередующихся трех аллювиально-туфогенных и двух песчано-глинистых (лиманного типа) свит. Толща имеет обратную полярность. В ее нижней части фиксируется короткий интервал прямонамагнитных пород (Зубаков, Кочегура и др., 1974).

В бассейне р.Терек, стратиграфическими аналогами верхней части свиты Рухс-Дзуар принято считать аллювиальные отложения Ходского перевала на Скалистом хребте, на относительной высоте 1500-1800 м над руслами рек и высокую XV террасу в горной части долин рр.Баксана и Чегема (Кожевников, Милановский и др., 1977). В долинах этих же рек С.И.Дотдугев (1975) выделяет три террасовых уровня апшеронского возраста, на относительных высотах 700-800, 600-650 и 480-520 м.

В Терском, Кусарском и Куринском прогибах эоплейстоцен представлен морскими и континентальными отложениями. В Терском прогибе отложения данного возраста близки по своему строению к заманкульской серии Сунженского хребта. В этом отношении характерна последовательность песчаных и глинистых свит в разрезе Александрийской скважины (Маслова, 1960; Кожевников, 1966). Грубоокатанным свитам заманкульской серии соответствуют песчаные опресненные свиты с холодными палинозонами.

В основании морского апшерона улавливается переходная зона, глины с прослоями песков, для которых характерна фауна *Dreissenidae*.

Выше, в глинистых свитах отмечается обилие типично апшеронской морской фауны *Arscheronia propinqua* Eichw., *Didacna intermedia* и др.

В Кусарском прогибе наряду с морскими апшеронскими отложениями развиты и континентальные аналоги верхнего апшерона (кусарская аллювиальная свита). В основании и здесь выделяются переходные от акчагыла аллювиально-песчаные отложения с *Dreissenidae*. Выше следуют глины и песчаники с *Parapscheronia rariocostata* Sioegr., *Arscheronia propinqua* (Eichw.), *Monodacna caucasica* Andrus., *Didacna Nurgana* Andrus. и др. Мощность апшеронских отложений 600 м. Морские отложения покрываются 200–250-метровой толщей валунно-галечниковых отложений кусарской свиты. Последняя формировалась во время позднечетемского оледенения, распространившегося в район горы Шахдаг (Кожевников, Милановский, 1984).

В Куринской депрессии морской эоплейстоцен (апшерон) по фауне моллюсков делится на три подъяруса.

Нижний – полупресноводный – прибрежно-морские отложения, представленные опесчаненными глинами, с прослоями вулканического пепла с характерной фауной *Dreissena golubiatnikov* (Rozh.), *Dr. distincta* (Andrus.), *Dr. polymorpha* (Pall.), *Dr. rostriformis* (Desh.), *Limnaea (Radix) lessonae* Andrus., *Corbicula fluminalis* (Mull.). Здесь появляются руководящие виды *Arscheronia propinqua* Eichw., *A. rariocostata* Sioegr. и др.

Средний – солоноватоводный – прибрежно-морские отложения, представленные чередованием песчанистых глин, песчаников, ракушечниковых известняков, с редкими прослоями вулканического пепла с фауной *Arscheronia propinqua* (Eichw.), *A. (Parapscheronia) eurydesma* (Andrus.), *A. (P) rariocostata* (Sioegr.), *Nurgania hircana* (Andrus.), *Monodacna basuana* Andrus. и др.;

Верхний – пресноводный – прибрежно-морские отложения, представленные чередованием известняков, песчаников, пестроцветных глин с прослоями вулканического пепла, с фауной *Dreissena distincta* (Andrus.), *D. theodori* (Andrus.), *Nurganica subintermedia* (Andrus.).

Литофациально и по мощности апшеронские отложения как в вертикальном разрезе, так и по простиранию не выдержаны и претерпевают весьма значительные изменения. Мощность их колеблется от нескольких сот метров до двух километров.

Континентальные фации апшерона (араксинская свита) развиты в Нижнеараксинской депрессии и представлены галечниками, конгломератами, песчанистыми глинами с прослоями вулканических пеплов (Ализаде, Асадулаев, 1972). Они содержат пресноводные гастроподы *Pisidium amicum* Müll. и др. Отложения дислоцированы, их мощность 250 м. Аналогичные отложения под названием акеринской свиты развиты в междуречье Басутчая и Акры.

В предгорьях Южного склона Большого Кавказа, в отложениях апшерона выделяется пять свит (Ковалевский, 1936; Султанов, 1964): три, отвечающие условиям опресненного бассейна, и две – солоноватоводного (кудбарекская, преддашкская, дашкская, предкоджашенская и коджашенская). Подобная последовательность свит согласуется с данными по Александрийской скважине.

В прибрежно-морских опресненных и базальных горизонтах апшеронских отложений в наиболее полных разрезах Дуздаг, Коджашен, Палан-Тюкан и др. известны находки терифауны с представителями *Archidissakodon meridionalis* cf. *meridionalis*, *A.m. taribanensis* *Equus robustus* и др. (нижний апшерон) и *A.m. tamanensis* (средний-верхний апшерон) (Лебедева, 1978).

В Грузии отложения апшеронского яруса в общем сохраняют свой литологический и фаунистический облик. Континентальные осадки апшерона широко развиты в полосе синклинальных прогибов Южной Кахети. В центральном и северных районах (Цицатианская, Дидиширакская и Кондрианская синклинали) преобладают конгломераты из галек осадочных пород южного склона Главного Кавказского хребта, а в южном районе, в прикуринской полосе – преимущественно изверженных пород Малого Кавказа (Булейшвили, 1960).

Континентальные отложения в нижнем течении р.Иори замещаются морскими и прибрежно-лагунными отложениями апшерона. Они развиты у горных отрогов Коджариси, Хмеламта и заполняют осевую часть Бурдаминской синклинали. Отложения представлены мощными пачками конгломератов, песков, суглинков, реже глин. У гор Коджариси и Коцахурискеди смешанная морская и пресноводная фауна встречается в низах разреза. Верхняя часть разрезов носит явно континентальный характер. Мощная континентальная толща развита на Гомборском хребте, представленная конгломератами с прослоями суглинков (алазанская серия), верхи которой отвечают апшерону.

В Восточном Азербайджане, в предгорьях Большого и Малого Кавказа, широко развиты фаунистически охарактеризованные морские террасы. Установлено, что они коррелируются с речными террасами как гипсометрически, так и фациальными переходами отложений (Федоров, 1957, 1978; Веклюв, 1969; Антонов и др., 1972), вследствие чего обычно являются реперами при стратиграфическом расчленении и корреляции речных террас Каспийского бассейна.

К эоплейстоцену относятся высокие морские террасовые уровни с абсолютной высотой от 400–500 до 300–350 м – вероятно, XVI и XV террасы Каспия. С этими уровнями и сопоставляются эрозивно-аккумулятивные террасы бассейнов рек Куры и Аракса. В частности, XIII, XII и XI террасы долины верхней Куры (550–600, 350–440 и 280–300 м – Ахалцихская котловина), VII терраса – Кашветская у г.Тбилиси (относительной высотой 300–350 м, XII терраса Аракса (250–260 м – дуздагская).

и, вероятно, более высокие уровни в долинах рр. Памбак, Агстев, Дебед относительной высотой 460, 410, 350 и 280 м (Асланян, 1958; Думитрашко, 1962; А. Цагарели, 1964; Майсурадзе, 1970).

На Кюногрозинском вулканическом нагорье доминирует базальтовая формация цалкско-ахалкалакской свиты, занимающая обширные пространства Ахалкалакского плоскогорья (бассейн р. Куры) и Цалкинское плато-котловина (бассейн р. Храми). Под этой свитой понимается мощная толща (от 20 до 300 м) покровов базальтовых, андезито-базальтовых, реже андезитовых лав, чередующихся как между собой, так и с озерными отложениями. Для них установлен верхнеплиоценовый (акчагыл-апшеронский) возраст.

К эоценому относится верхняя часть эффузивов цалкско-ахалкалакской свиты, которая в сводном разрезе представлена (снизу вверх): Ахалкалакское плоскогорье (рис. 1)

а) 3-4 потока долеритовых лав ("нижние") общей мощностью 25-30 м.

Лавы прямо намагничены, имеют палеомагнитные параметры, среднее значение которых - склонение  $D^{\circ} = 335$ , наклонение  $I^{\circ} = +54$ .

б) озерные глины с прослоями тефры и диатомитов мощностью 28-30 м. Геомангнитная полярность аномальная  $D^{\circ} = 160$ ,  $I^{\circ} = +20$ .

В бассейне р. Храми (правый приток р. Куры), у подножья западного склона Беденского хребта в межлавоых озерных глинах обнаружены остатки *Elephas (Archidiscodon) planifrons* Falc., *Equus stenorhis* Goschi. (Зарицадзе, Татришвили, 1948); *Archidiscodon meridionalis* Nesti., *Eucladoceras* sp., *Dama* aff. *nestii*, *Leptobos* sp., *Cervus* sp., *Canis* aff. *etruscus* Major (А. Векуа и др., 1985). Фауна эта синхронизируется с известной тариханской фауной Копяхурского хребта (Восточная Грузия), по аналогии с которой фауна и вмещающие ее озерные отложения датируются низами эоценома. Исходя из сказанного вполне вероятно, что прямо намагниченные долеритовые лавы ("нижние") уверенно можно отнести к эпизоду Олдувей, поскольку ниже предполагаются обратно намагниченные лавы с К-Аг возрастом 2.25 и 2.36 млн. лет (Рубинштейн, Адамия и др., 1972; Майсурадзе, Смелов и др., 1980).

в) 2-3 потока оливковых долеритов ("верхние") общей мощностью 18-20 м. Геомангнитная полярность аномальная  $D^{\circ} = 84$ ,  $I^{\circ} = +61$ .

г) в разрезе у с. Корхи-Варевани выделяются два потока долеритовых лав ("верхние") мощностью 8-10 м, которые характеризуются обратной намагниченностью с параметрами  $D^{\circ} = 207$ ,  $I^{\circ} = -67$  и  $D^{\circ} = 215$ ,  $I^{\circ} = +66$ . Они принимают участие в общей планировке рельефа Ахалкалакского плато, указывая на ареальный характер вулканизма.

д) в районе с. Кумурдо "верхние" долериты покрыты андезитовыми лавами мощностью до 80 м. Они прямо намагничены  $D^{\circ} = 28$ ,  $I^{\circ} = +47$ , К-Аг возраст их  $1.1 \pm 0.1$  и  $1.2 \pm 0.1$  млн. лет и сопоставляются с эпизодом Кобб-Маунтин эпохи Матуяма.

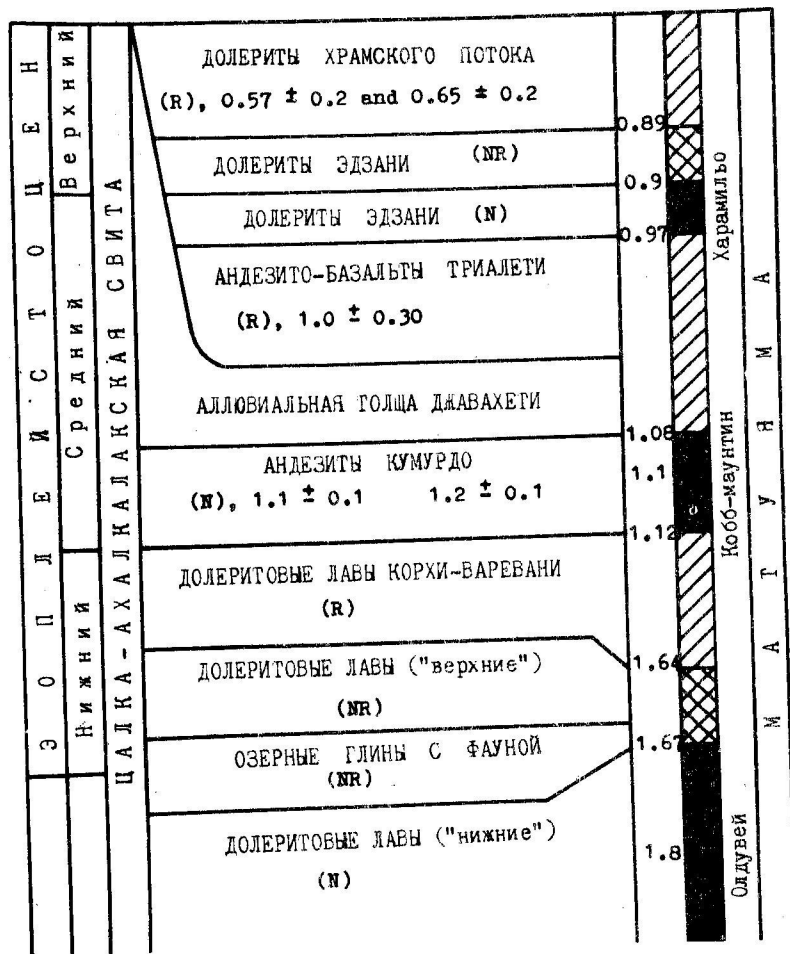


Рис. 1. Сводный разрез эоценома Кюногрозинского нагорья

Цалкинское плато-котловина:

- е) Обратно намагниченные андезито-базальты вулкана Цкароомта (Булабаг) в разрезе Дашбаша. Абсолютный возраст  $1.0 \pm 0.3$  млн. лет ( $D^{\circ} = 207$ ,  $I^{\circ} = -62$ ),
- ж) Долеритовые лавы Эдзани, прямо намагниченные  $D^{\circ} = 343$ ,  $I^{\circ} = +52$  (Харамильо),
- з) Долеритовые лавы Эдзани (верхние по разрезу) с аномальной полярностью  $D^{\circ} = 155$ ,  $I^{\circ} = +15$ ;



и) Долериты Храмского потока, обратно намагниченные  $D^0 = 181$ ,  $I^0 = -40$ , абсолютный возраст  $0.57 \pm 0.2$  и  $0.65 \pm 0.2$  млн. лет (данный возраст мы считаем омоложенным).

Сводный разрез завершается 40-метровой галечниковой толщей, расположенной на "верхних" долеритах Ахалкалакского плато и сформировавшейся во второй половине эоцено-эолейстоцена. Аналоги ее широко развиты в пределах Закавказского нагорья. Ряд исследователей рассматривает ее как флювиогляциальную (Габриелян, 1958; Асланян, 1958; Бальян, Думитрашко, 1962), другие - озерно-пролювиальную (Церетели, 1966; Саядян, 1968). Верхнеапшеронский возраст галечниковой толщи определяется покрывающими ее озерно-делювиальными отложениями, вмещающими нижнеплейстоценовую ахалкалакскую фауну млекопитающих (Векуа А., 1959), а также залеганием галечников под фаунистически охарактеризованными нижнеплейстоценовыми озерными отложениями Ширакской котловины (Асланян, 1958; Саядян, 1968).

Таким образом, вся вулканогенно-флювиальная формация цалко-ахалкалакской свиты вмещается в пределы эолейстоцена (см. рис. I) и разрез может рассматриваться как ключевой при стратиграфическом расчленении и корреляции четвертичных отложений данного отрезка антропогена Кавказа.

На Армянском нагорье возрастная последовательность вулканитов хорошо прослеживается в каньонообразных ущельях, радиально пересекающих массивы Арагац, Гегамское, Сюникское, Варденисское вулканические нагорья. Здесь к эолейстоцену относятся базальтовые и андезитобазальтовые лавы Арагаца (ущелья Гехадзор, Ампур), палеомагнитные параметры которых весьма близки к таковым "нижних" долеритов ахалкалакского разреза ( $D^0 = 352$ ,  $I^0 = +53$  - Минасян, Караханян, 1986); липариты, перлиты и туфы вулканов Артени и Гутансар. Радиометрический возраст липаритов - около 1.0 млн. лет (Карапетян, 1968). По ископаемым трекам абсолютный возраст липаритов вулканов Артени, Атис, Гутансар, Спитаксар и Безенк -  $1.25 \pm 0.30$  млн. лет (Комаров и др., 1972).

К эолейстоцену относятся базальты, андезитобазальты и андезиты центральной части Гегамского нагорья, распространенные и в сторону Севанской впадины. Их возрастные аналоги выделяются в разрезах Варденисского хребта, где в бассейне р. Арпа лавы бронируют аллювий высоких террас.

В пределах Сюникского нагорья к эолейстоцену относятся верхняя часть шхансарской вулканогенной толщи (андезиты, андезитодалиты, дациты) мощностью до 600 м (Кожеников и др., 1977). В долинах рр. Акера и Воротан к эолейстоцену отнесены вулканогенно-осадочная толща верхнегорисской свиты и озерные отложения верхнесисапанской (татевской) свиты.

## НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Нижний плейстоцен на Кавказе представлен всеми генетическими типами четвертичных отложений. Морские отложения здесь по Понто-Каспийской системе именуются, соответственно, чаудинскими и бакинскими.

В Черноморском бассейне начало чаудинского века ознаменовалось глубокой регрессией. Уровень моря находился на 80-100 м ниже современного (Чепалыга, 1980; Федоров, 1980), о чем свидетельствуют прибрежные литифицированные ракушечники и пески с типично чаудинской фауной, залегающие вдоль края шельфа Болгарского сегмента (естественнее было бы считать эти ракушечники погруженными - примечание редактора). Отложения содержат раковины *Didacna tschadae* Andrus., *D. oella* Liv., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. pleistopleura* Davit., *Dreissena tschadae* Andrus. и др.

В Гურიцкой зоне нижний плейстоцен начинается прямонамагнитными шавскими алевролитовыми глинами, продолжающими обратномагнитные цвермагальские слои. По ТП анализу, на контакте этих отложений фиксируется возраст 600±80 тыс. лет, что, примерно, совпадает с инверсией палеомагнитных эпох Матуяма-Брюнес (Зубаков, Кочегура и др., 1974). В подошве шавских глин имеется морская фауна, в составе которой *Didacna tschadae* (Andrus.), *D. cf. pseudocrassa* Pavl., *Dreissena polymorpha* (Poll.) и др. Мощность отложений до 10 м.

Чаудинские отложения вскрыты скважинами в бассейне р. Натанеби на разных глубинах. Мощность их колеблется от нескольких десятков до нескольких сот метров (Китованз, 1976). Причина этого, вероятно, разнонаправленность тектонических движений структур, развитых в Гურიцком секторе Аджаро-Триалетской складчатой системы. Средняя мощность их до 150 м. В центральной части Рионской впадины мощность чаудинских отложений 45-125 м (Лалиев, 1957). Литологически представлены песчанистыми глинами и песками с прослоями грубозернистых песков и микроконгломератов с *Didacna tschadae* Andrus., *D. baerocrassa* Pavl., *Dreissena* и др.

К южнее г. Гали, на правом берегу р. Ингури, параметрической скважиной зафиксированы чаудинские отложения в интервале глубин 116-148 м (по Э.Д. Церетели) с характерной фауной. В северной предгорной полосе чаудинские отложения развиты на морских террасах на разных абсолютных высотах. Северо-восточнее г. Гали, на южном склоне известкового массива Сатаджино выделяются ранне- и позднечаудинские террасовые уровни на абсолютных высотах 130-140 и 100-110 м (Мамаладзе, 1975). В районах Келасури, Сухуми, Гудаута чаудинская морская терраса прослеживается стабильно на высоте 100-120 м. Они представлены чередованием гравелито-песчанистых глин и галечников, перекрывающих

ся мощным слоем красноцветных глин. В районе с. Ялтхва археологами на чаудинской террасе обнаружены богатейшие "запасы" каменной индустрии нижнего палеолита (ашель, мустье), верхнего палеолита (мезолит) и бронзы (Церетели, 1966). Этот уровень чаудинской террасы сохраняется до Туапсе, где отложения представлены прибрежными конгломератами и ракушечниками мощностью 1-3 м с фауной *Didacna* (*Tschaudia*) *tschaudae* Andrus., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. rudis* Nal. и др. В последние годы на Кавказском побережье выделяется больше, чем раньше, число плейстоценовых морских террас (Мамаладзе, 1975; Федоров, 1978; Шеглов, 1986).

В районе мыса Идукопас чаудинские отложения развиты на террасе высотой 50-55 м и представлены прибрежными галечниками с прослоями и линзами детритусовых известковистых песчаников мощностью около 2,5 м. В северо-западном направлении терраса понижается до 30-40 м. Отложения содержат фауну *Didacna tschaudae* Andrus., *D. parvula* Nal., *D. cf. rudis* Nal. и др. (Федоров, 1978). Но в литературе имеется и противоположный взгляд, по которому эта терраса - абразионная древнеэвксинская, сложенная чаудинскими отложениями (Мамаладзе, 1975).

Чаудинские отложения Керченского полуострова близ мыса Чауда признаны стратотипическими. Здесь, на высоте 18-20 м, на дислоцированных майкопских глинах залегают косослоистые пески с галечником, тонкослоистые алевроиты, глинистые пески с фауной *Didacna parvula* Nal., *D. baericrassa* Pavl., *Monodacna*, *Dreissena* и др., датируемые нижней чаудой. Мощность 4-5 м. Выше залегают слои известняковых песчаников и ракушечников с фауной *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. Tschaudae* Andrus., *D. rudis* Nal. и др., датируемых верхней чаудой. Мощность 0,5-0,7 м.

На Таманском полуострове нижнечаудинские отложения с фауной *Didacna baericrassa* Pavl., *D. cf. parvula* Nal., *Monodacna* и др., слагают террасу высотой 60-70 м (мыс Каменный, Пекла). У мыса Литвинова пески с бакинско-чаудинской фауной *Didacna baericrassa* Pavl., *D. parvula* Nal., *D. satillus* Eichw. и др., с суглинками в кровле слагают 40-45-метровую террасу. Присутствие нижнеплейстоценовой каспийской (бакинской) фауны в чаудинских отложениях указывает на их синхронность с бакинскими отложениями.

В долинах рек Южного склона Западного Кавказа нижнеплейстоценовые террасы при выходе в предгорную полосу сливаются с морскими террасами. Морфологически хорошо выражены уровни террас высотой 120-130 и 80-100 м в долинах нижнего течения рр. Бзыби, Ингури, Кодори и др. Сложены они валунно-галечниками с песчаным заполнителем. Встречаются и высокие (относительная высота 300-350 и 200-250 м) нижнеплейстоценовые террасы в среднем и верхнем течениях рр. Рioni,

Кодори, Ингури, Мзымта. На высоких террасах Ингури, Кодори и Рioni, наряду с валунно-галечными флювиогляциальными отложениями, отмечаются крупные гранитные валуны и валунные суглинки ледникового генезиса (Церетели, 1966). Они объединены в загарский ледниковый комплекс.

На Северном склоне Западного Кавказа, в бассейне р. Кубани, выделяются четыре нижнеплейстоценовые террасы - XIII, XII, XI и X на высотах 320-340, 280-310, 210-260 и 180-190 м, сложенные валунно-галечными отложениями (Кожевников, 1961; Горейский, 1962; Дотдугев, 1975).

В пределах Центрального Кавказа нижнеплейстоценовые XIV, XIII и XII террасы выделяются на рр. Баксан, Чегем, Ардон, соответственно, на относительных высотах 400-450, 320-350 и 250-270 м (Дотдугев, 1975). В предгорной зоне они понижаются до 150-200 м. Террасы цокольные, сложены валунно-галечниками. В долине Терека террасы этого же возраста фиксируются между Пастбищным хребтом и Дарьяльским ущельем на высотах 400-500 м. К нижнему плейстоцену относится 20-метровая толща аллювиальных галечников, забронированных андезитовыми лавами Мнадонского потока в районе с. Коби на Тереке. Подосва галечников находится на высоте 200-250 м над современным его руслом. Поскольку величина переуглубления ложа долины порядка 250-300 м, то суммарная амплитуда вреза достигает 450-550 м, на основании чего андезитовые лавы Мнадона датируются нижним плейстоценом (Милановский, Короновский, 1973). Такой возраст лав подтверждается и палеомагнитными данными, по которым они синхронизируются с долеритовыми лавами Машаверского потока ("нижними"), датируемыми нижним плейстоценом (Л. Вакуа и др., 1982).

Раннеплейстоценовое оледенение с соответствующими отложениями на Центральном Кавказе описано Е. Е. Милановским (1966). В долине р. Чегем, у с. Эльтубю, на высоте 500 м, на дне древнего трога располагается "верхняя" морена, представленная валунами и глинами липаритов, реже гранитов. Ниже на несколько десятков метров располагаются валунно-галечные флювиогляциальные накопления также моренного генезиса. Эти отложения автор объединяет в эльтубинский ледниковый комплекс. О двух фазах похолодания в нижнем плейстоцене свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры в бакинских отложениях в Александрьевской опорной скважине, где выделяются два минимума широколиственных пород (Маслова, 1960).

Нижний плейстоцен Прикаспийской области представлен различающимися по фауне и литофациальным особенностям, тюрканскими, бакинскими и урунджикскими отложениями (Векилов, 1969; Федоров, 1977, 1978; Али-заде и др., 1978). Тюрканский горизонт представлен пресноводными и субаэральными отложениями - глинами, песками и галечниками с характерной фауной гастропод, дрейсен и остракод. В основном они развиты на Апшеронском полуострове и в Куринской депрессии.

Мощность, по данным бурения, от II до 80 м на полуострове и до 280-300 м на Курсангя.

В вышележащих бакинских морских отложениях П.В.Федоров (1977, 1978) выделил нижнебакинские слои - глины, глинистые пески с фауной *Didacna parvula* (Nal.), *D. catillus* (Eichw.), *Dreissensia* и др., и верхнебакинские - прибрежные пески, ракушечники, конгломераты с *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus., реже *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. Они развиты на Кура-Араксинской низменности, выполняют синклинальные депрессии на Апшеронском полуострове, обнажаются на северном и южном склонах антиклинального хр. Караджа, на северо-восточном крыле антиклинали Дуздаг и во многих других пунктах. На хр. Караджа в основании горизонта залегают глины с прослоем вулканического пепла (0,3-0,4 м) у подошвы. Выше наблюдается чередование глин и песков. У кровли вновь появляется слой вулканического пепла мощностью 0,4-0,5 м. Глины содержат фауну *Didacna parvula* (Nal.), *D. catillus* (Eichw.). Общая мощность 60-70 м (Али-заде и др., 1978).

В центральной части Кура-Араксинской низменности бакинские отложения вскрыты буровыми скважинами Сарыджалар, Саатлы, Дайкенд и др. Сарыджаларской скважиной бакинские отложения фиксируются в интервале глубин 722-1000 м (мощность 278 м). В восходящем разрезе роль песчаного материала увеличивается. В Дайкенде бакинские отложения встречены в интервале глубин 610-868 м (мощность 258 м). В низах разреза отмечен прослой вулканического пепла. Максимальная мощность бакинских отложений - 600 м отмечена в районе Кызылкача (южнее устья Куры).

В Кусарском прогибе бакинские отложения вскрыты только буровыми скважинами; фаунистически охарактеризованные нижнебакинские морские террасы не сохранились. Допускается существование абразионных уровней бакинского возраста в предгорной полосе на высоте 380-400, 320-340, 280-300 и 250-260 м (Векилов, 1969).

Верхнебакинские морские террасы развиты в периферической части предгорий на высоте 220-260 м и сложены рыхлыми галечниковыми конгломератами, известняками-ракушечниками, прибрежно-морскими отложениями с характерной фауной. С этой террасой сопоставляется XIII речная терраса высотой над урезом рек 240-260 м. Бакинские отложения имеют прямую остаточную намагниченность и занимают низы палеомагнитной эпохи Брюнес (Pevzner, 1972). Возраст - в пределах 420-650 тыс. лет (Зубаков, Бадинова и др., 1974).

Урунджикские (мингечаурские) отложения повсеместно сопутствуют бакинским и последовательно продолжают их, обнажаясь на склонах хребтов Дуздаг, Караджа, Большой и Малый Харамы, Мишовдаг и др. Вскрыты они буровыми скважинами. Отложения эти представлены в основном прибрежно-мелководной фацией, песками, ракушечниками. Фауна носит переходный характер, в ее составе *Didacna eulachia* (Bog.)

Fed., *D. pravoslavlevi* Fed. и др. На хр. Дуздаг, в урунджикских отложениях Н.А.Лебедевой обнаружены костеносные слои с остатками *Archidiskodon cf. Wusti*, носорога и других представителей тиранопольского фаунистического комплекса. Мощность отложений колеблется от 20 до 70 м.

На Апшеронском полуострове, в Кобыстане и в северо-восточных предгорьях Большого Кавказа урунджикские отложения развиты на абразионно-аккумулятивных террасах, представлены песками, галечниками, конгломератами, содержат фауну *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *D. pravoslavlevi* (Fed.), *Dreissena polymorpha* (Pall.) и др. Мощность отложений от I-3 до 5-6 м. Абсолютная высота террас в среднем 200-210 м. Радиометрический возраст горизонта более 250-300 тыс. лет (Али-заде и др., 1978).

В предгорной зоне восточной части Большого Кавказа и на северо-восточном обрамлении Малого Кавказа широко распространены континентальные аналоги нижнеплейстоценовых морских отложений, известные в литературе как верхи кусарской свиты, или нижнеушталская свита. Они представлены галечниками, песками, суглинками с прослоями вулканических пеплов. Отложения эти мощностью от 100 до 450 м залегают на датированных речных террасах и в ряде случаев фациально заменяются морскими верхнебакинскими отложениями. Нижнеплейстоценовые аллювиальные речные террасы известны в среднем и верхнем течении рек восточной части Большого Кавказа и на Малом Кавказе (Ширинов, Гаджиев, 1964). На Большом Кавказе выделяются XVI, XV, XIV и XIII террасы на относительных высотах, соответственно, 300, 260-280, 220-240 и 180-200 м. В бассейне р. Тертер известны три уровня - 280-290, 240-260 и 180-200 м. К этому же временному интервалу относят травертины Нахичеванской АССР районов Шахтагты, Карабагляр и др. (Али-заде и др., 1978).

В Восточной Грузии прибрежно-морские отложения, относимые к бакинскому веку, развиты в приустьевых частях долин р. Алгети и р. Храмы, на правом берегу р. Куры, они занимают обширную территорию на Марнеули-Гардабанской равнине. Представлены глинами, песками, мощностью в обнажениях до 40 м. Фауна, характерная для бакинских отложений, здесь не встречена, что объясняется ингрессивным характером их залегания в устьевых зонах палеорек (Челидзе, 1955). Обилие *Corbicula fluminalis* Müll. в отложениях определило выделение их в корбикулиевую свиту. По возрасту она, вероятно, соответствует последней трансгрессии бакинского моря, так как в нижнем течении р. Машавера подстилается нижнеплейстоценовыми долеритовыми лавами машаверского потока.

В долинах рр. Арагви и Лиахви нижнему плейстоцену соответствуют наиболее высокие террасовые уровни. По р. Сомих-дон (бассейн р. Лиахви) на абсолютной высоте 2180-2200 м (относительная высота

500–550 м) допускается существование моренных накоплений миндельско-го возраста (Церетели, 1966). Уместно отметить, что существование следов раннеплейстоценового оледенения на Большом Кавказе оспаривается Е.М.Щербакковой (1973).

На Антикавказе, включающем Малый Кавказ и Закавказское вулканическое нагорье, широко распространены нижнеплейстоценовые аллювиальные, вулканогенные и озерные отложения. В долине верхней Куры к этому временному интервалу относятся X, IX и VIII аллювиальные террасы на относительных высотах 280–300, 220–240 и 180–200 м. Ниже по течению, у г.Тбилиси, они известны как VI терраса Махатская (240–260 м) и V – Лоткинская (160–170 м). Около г.Рустави террасы этого возраста фиксируются на уровнях 254, 227 и 199 м (Майсурадзе, 1970; Цагарели и др., 1984; Церетели, 1966; Ширинов, 1973). В зонах преобладания восходящих тектонических движений террасы приподняты, отчасти деформированы. Последнее четко выражено в местах пересечения террасовых уровней дизъюнктивными структурами. Вертикальные смещения незначительны и измеряются несколькими метрами. При выходе рек в межгорные депрессии они постепенно понижаются. Террасы эрозионно-аккумулятивного строения, покрыты аллювием мощностью 2–5 м. Последний покрывается делювиально-пролювиальными суглинками, местами сохранившимися красноцветный почвенно-элювиальный чехол.

В Южной Грузии магнитостратиграфически разрез нижнего плейстоцена представлен полнее в бассейне реки Храми (рис.2). Здесь, в восточных предгорьях Джавахетского хребта сводный разрез образований нижнего плейстоцена представлен (снизу вверх):

- а) Межлаводные озерные ленточные глины мощностью до 8 м (разрез Зуртакети). Полярность в нижней части аномальная –  $D^{\circ} = 207$ ,  $I^{\circ} = +56$ , в верхней части – прямая  $D^{\circ} = 1$ ,  $I^{\circ} = +58$ . Прямо намагничены также долеритовые лавы, заполнившие древнюю долину Машаверы. Их радиометрический возраст  $0.53 \pm 0.2$  млн. лет (Рубинштейн и др., 1972); палеомагнитные параметры –  $D^{\circ} = 19$ ,  $I^{\circ} = +60$ . Отнесение их к нижнему плейстоцену основывается также на нахождении фауны млекопитающих (сходной с таковой таманского комплекса) в озерных отложениях, залегающих на Машаверских долеритах у средневекового городища Патара Дманиси (А.Векуа и др., 1985).
- б) Долеритовые лавы Гомаретского плато обратно намагничены –  $D^{\circ} = 156$ ,  $I^{\circ} = -57$ . Радиометрический возраст  $0.41 \pm 0.2$  млн. лет. Согласно глобальной магнитостратиграфической шкале последних 7 млн. лет и датированных экскурсов геомагнитного поля плейстоцена (Зубаков, Борзенкова, 1983) эти лавы должны соответствовать обратномагнитному эпизоду Емлерор эпохи Брунес. Нижнеплейстоценовый возраст лав подтверждается и нахождением эоплейстоценовой фауны млекопитающих в подлаговых озерных отложениях у с.Гомарети (Габуния, Буачидзе, 1970).

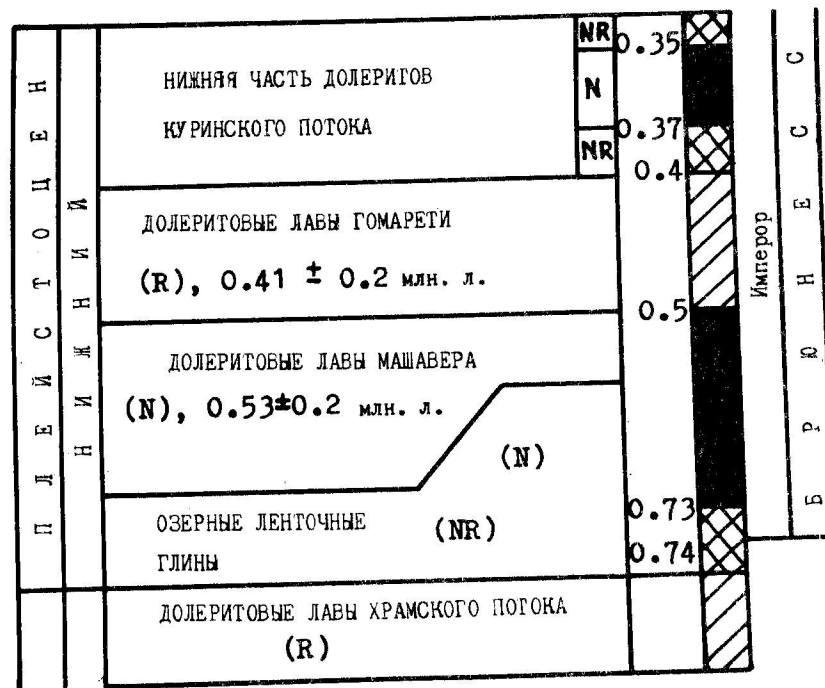


Рис.2. Сводный разрез нижнего плейстоцена Южногрузинского нагорья

- в) В разрезах Хертвиси–Саро (бассейн верхней Куры) в низах Куринского долеритового потока фиксируется аномальная зона с параметрами  $D^{\circ} = 246$ ,  $I^{\circ} = +4$ . Выше, в пределах небольшого интервала, намагниченность прямая –  $D^{\circ} = 326$ ,  $I^{\circ} = +59$ . Она сменяется аномальной с  $D^{\circ} = 322$ ,  $I^{\circ} = -2$  (Глеваская и др., 1976). Лавы Куринского потока бронируют высокие террасы Куры нижнеплейстоценового возраста на участке Хертвиси–Аспиндза.

Нижним плейстоценом датируются также озерно-делювиальные отложения, развитые на юго-западном склоне г.Амиранистора у г.Ахалкалаки. Они залегают на верхнеапшеронской галечниковой толще и содержат, по А.К.Векуа (1959, 1987), богатую фауну тираспольского фаунистического комплекса *Elephas trogonterii*, *Equus hipparionoides*, *E. süssenbornensis*, *Dicerorhinus cf. etruscus*, *Archidiscodon sp.*, *Panthera cf. tigris* и др.

В Армении к нижнему плейстоцену относится нижняя половина озерных отложений 300-метровой мощности, развитых в Ширакской котловине. Они представлены песчано-гравелисто-галечными и глинисто-алевритовыми образованиями, вулканоосадочными карбонатными отложе-

ниями. В верхней части горизонта залегают вулканокластические породы (пемзовые туфы анийского типа) и прямомагнитические долеритовые базальты ("верхние") Анийского плато (Асланян, Саядян, 1973; Кожевников и др., 1977). В нижних слоях этого горизонта найдены фрагменты *Megaloceros* sp., нижнечетвертичные по коллагену (Саядян, 1968). Мощность анийского горизонта – 150 м. Его возраст определяется эоплейстоценовыми лавами ("нижними" для анийского разреза и "верхними" для Ахалвадского плато), а также верхнеапшеронской галечниковой толщей с подошвы и среднеплейстоценовыми озерно-аллювиальными отложениями арапийского горизонта с ленинаканской (сингильской) фауной в арвеле.

По палинологическим данным установлены три фазы смены растительности и соответственно климатических условий: лесостепная, климат относительно прохладный и влажный; степная – теплый и сухой; лесная – холодный и влажный. По Ю.В.Саядян (1968), седиментация озерно-аллювиальной толщи анийского горизонта происходила в прохладную и влажную плейстоценовую эпоху.

На Арагаце к нижнеплейстоценовому циклу вулканизма относятся андезитобазальты, туфы, пемзы и завершающие циклы андезитодациты и дациты, обнажающиеся в каньоне р. Амберд.

На Вардениском нагорье нижнеплейстоценовыми являются андезитобазальтовые лавы, заполняющие древние долины, выработанные на склонах нагорья в позднекайнозойских образованиях (Амарян, 1970). В пределах Сяникского нагорья также развиты андезитобазальтовые лавы на левобережье р. Воротан, на эродированной поверхности Сисианской верхнеплиоценовой диатомовой толщи (Асланян, 1958).

В Араратской котловине распространена 400-метровая толща озерных отложений, подошвой которой служат эоплейстоценовые базальтовые лавы, глубоко погруженные в центральной части котловины. Нижняя 70–100-метровая часть этой толщи, представленная в естественных обнажениях на периферии котловины галечно-гравийно-песчанистыми отложениями с диатомовыми глинами, супесями, суглинками, датируется по содержащейся в ней фауне млекопитающих (*Elephas Trogonterii* Pohl. и *Bos trochoceros* Mgt.) нижним плейстоценом (Асланян, 1958; Авакян, Давтян, 1970).

В Араратской котловине на р. Азат выделяются две нижнеплейстоценовые террасы относительной высотой 140–150 и 110–120 м, занимающие в общем ряду террас бассейна р. Аракс X и IX уровни.

На хребтах Малого Кавказа и на вулканическом нагорье достоверные палеогляциальные формы рельефа и отложения нижнеплейстоценового оледенения отсутствуют. Вероятно, они уничтожены более мощным среднеплейстоценовым оледенением или погребены под молодыми наносами.

Отложения данного возраста на Кавказе представлены морским, ледниковым, вулканогенным, аллювиальным и аллювиально-озерным генетическими типами.

В Черноморском бассейне – это древнеэвксинские и узунларские морские, в основном глинистые отложения и террасы. В Гурийской зоне к древнему эвксину и узунлару относятся террасы высотой 60–65 и 40–50 м. В разрезах у ст. Уреки и с. Омпарети, морские отложения представлены в основном глинами с характерной фауной *Didacna* ex. gr. *baericrassa* Pavl., *D. cf. pallasi* Prav. и др. В урекских слоях установлена обратная полярность. ТЛ возраст урекского в эпизода – 330–58 тыс. лет (Зубаков, Кочегура и др., 1974).

Древнеэвксинские отложения в Рионской депрессии вскрыты скважинами на различных глубинах до 150–157 м. Мощность их от 80–90 до 120 м (Церетели, 1980).

Севернее межгорной впадины, в предгорной полосе Абхазии также развиты древнеэвксинские и узунларские отложения с характерной для них фауной (Федоров, 1963, 1978; Церетели, 1966). В р-не г. Сухуми Д.В. Церетели выделяет две среднеплейстоценовые террасы с фауной – древнеэвксинскую (60–70 м) и узунларскую (30–40 м). Северо-западнее, на Кавказском побережье, число среднеплейстоценовых морских террас увеличивается до четырех – пяти (Островский, 1968; Федоров, 1977, 1978; Шеглов, 1986). Древнеэвксинская (ранняя) терраса высотой 60–65 м представлена галечниками, песками, детритусовыми известняками с фауной *Didacna baericrassa* Pavl., *D. nalivkini* Wass., *D. Pallasi* Prav., *Cardium edule* L. и др. Палеоузунларская (шапсутская) – высотой 45–50 м, прислонена к раннедревнеэвксинской. Галечники содержат *Cardium edule* L., *Chione galina* L., *Parphia* sp. и др. Древнеэвксинская (поздняя) – высотой 40–43 м, сложена галечниками, песками, ракушечными известняками с фауной *Didacna nalivkini* Wass., *D. pontocaspia* Pavl. и др., отделяющимися от более древних уровней склоновыми отложениями – континентальным перерывом. Узунларская (пшадская) – высотой 25–37 м. Галечники и пески террасовых отложений содержат *Cardium edule* L., *Mastra stultorum* L. и др.

Есть сведения, что уровни вышеперечисленных террас и, особенно, узунларской (пшадской) в зависимости от неотектонических условий в местах формирования колеблются в значительных пределах. Устанавливается также, что между раннедревнеэвксинскими и палеоузунларскими (шапсутскими) отложениями имела место регрессивная фаза, о чем свидетельствует существование между ними континентальных делювиальных и пролювиальных отложений (Островский, Щелинский, 1969).

Средний плейстоцен Черноморского побережья завершается регрес-

сивной фазой, представленной аллювиальными отложениями переуглублений, располагавшимися в основании раннекарпатской террасы.

В долинах рек южного склона Большого Кавказа — Риони, Цхенисцкали, Ингури и др., к среднему плейстоцену относятся террасы относительной высотой в среднем от 150–200 до 60–100 м. Они развиты как в предгорной полосе, так и в среднем течении рек и сложены валуно-галечниковым материалом. В верхнем течении установлены следы двукратного оледенения в среднем плейстоцене. Моренные отложения на двух уровнях (боковые морены) — 350–400 и 200–250 м над урезом рек отмечены в долинах Риони, Ингури, Кодори. Их объединяют в Лахамский (Ингурский) ледниковый комплекс (Церетели, 1966).

На северном склоне Большого Кавказа в террасовом спектре бассейна р. Кубани к среднему плейстоцену относятся три уровня террас IX, VIII и VII высотой, соответственно, 120–130, 90–100 и 70–90 м. В верхнем течении рек высоты террас увеличиваются в связи с неотектоническими движениями. В восточной части северного склона Большого Кавказа, в долинах рр. Малка, Баксан, Черек, Урух и др., также выделяются три уровня террас на 200–210, 160–180 и 120–140 м (Дотдзев, 1975). В некоторых долинах выделение террас затруднено, так как они погребены под мощными делювиально-пролювиальными отложениями. Террасы северного склона Большого Кавказа по площади значительно превосходят нижнеплейстоценовые. Здесь отмечаются и большие мощности отложений, а также размеры слагающих их валунов и галек. В предгорной полосе, в зоне погружения террасы понижаются до относительных высот 30–60 м. Аллювиальные галечники повсеместно перекрываются делювиально-пролювиальными суглинистыми отложениями мощностью 5 и более метров.

В верховьях долины Кубани известны среднеплейстоценовые моренные отложения, занимающие два высотных уровня над с. Карт-Джурт — 350–400 и 200 м над урезом реки (Кожевников, Милановский, 1984). Во всех крупных долинах Центрального Кавказа хорошо сохранились палеогляциальные формы рельефа в виде трогов, развитых в основном в зоне antecedentного прорыва реками Скалистого хребта. Днища трогов лежат на относительных высотах от 180–200 и 300–400 м (Милановский, 1966). В древнем трого р. Баксан среднеплейстоценовые морены зафиксированы у Тырнауза на относительных высотах 300–350, а у Тегенекли на 350–400 м.

О двухфазности среднеплейстоценового (или Терского по Е. Е. Милановскому) оледенения свидетельствует моренная толща мощностью до 150 м в долине р. Чегем у с. Эльтубю на высоте от 200 до 350 м. Морена сложена грубоокатанными валунами (до 2–5 м) палеозойских гранитов, кристаллических сланцев, реже липаритов, известняков. Моренная толща на относительной высоте 273–300 м расслаивается приледниковыми озерными отложениями (Милановский, 1966). В долине р. Терек море-

ны этого возраста развиты у с. Ларс на высоте 250–300 м; у с. Арша морены ранней и поздней генерации разделены андезито-дацитовыми лавами мощностью 100 м и залегающими на них аллювиальными галечниками 5-метровой мощности.

В среднем плейстоцене, по сравнению с нижним, вулканическая активность возрастает. К этому времени относятся лавовые потоки андезито-дацитового состава в верховьях р. Баксан (южный склон Эльбурса), мощностью 600–750 м. Лавы эти в древних трогах местами бронируют морены раннетерского оледенения. В Казбекском районе средним плейстоценом датируются андезиты у с. Цдо, межморенные андезиты у с. Арша, а также андезиты полигенного вулкана Кабарджина.

На Восточном Кавказе существование следов терского оледенения дискуссионно. Однако большие мощности и характер аллювиального и терригенного материала на речных и морских террасах и в морских отложениях Каспийского бассейна свидетельствуют в пользу былого оледенения. Имеются данные о существовании морен в истоках рр. Кусарчай, Гекочай, Кишчай и др. Они представлены валуно-глибовыми образованиями с суглинистым и песчано-щебнистым заполнителем. Мощность их 50–60 м (Али-заде и др., 1978).

В Каспийском бассейне средний плейстоцен представлен морскими и континентальными фациями нижнехазарского (гюрганского) горизонта. На Каспийском побережье Северо-Восточного Азербайджана нижнехазарские отложения образуют аккумулятивные XI, X, IX и VIII морские террасы высотой 180–190, 150–160, 120–130 и 85–90 м, сложенные прибрежными отложениями: галечниками, песками, рыхлыми песчаниками с характерной фауной *Didacna naliivkini* Wass., *D. subpyramidata* Pavl., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. gürganica* Vekil. и др. (Веклилов, 1969). Морские отложения нижнего хазара со значительным угловым несогласием залегают на нижнеплейстоценовых отложениях; оно ступенчатое только в синклиналиных прогибах. В восточных районах Азербайджана нижнехазарские (гюрганские) морские отложения представлены глубоководной фацией, которая в западном направлении замещается прибрежной мелководной. Им повсюду сопутствует характерная для данного возраста морская фауна. Морские отложения представлены более грубообломочными образованиями, чем аналогичные бакинские. Общая мощность морских отложений до 350 м. Морские террасы на Апшеронском полуострове, в Кобустане и в прибрежных зонах предгорий в основном сохраняют порядковый номер и высоту, характерные для террас этого возраста. Радиометрический возраст нижнего хазара в пределах 250–340 тыс. лет.

В Аджинауре нижнему хазару соответствует грубообломочная континентальная верхнеушталская (ивановская) свита предгорных моласс (Кожевников, Милановский, 1984), а в долинах рек южного склона Центрального Кавказа (Алазани, Арагви, Лиахви и др.) — флювиогляци-

альные валунно-галечниковые отложения на террасах среднего уровня.

В долине р. Куры морфологически четко обособляются нижнехазарские эрозионно-аккумулятивные террасы. У г. Тбилиси — это Куккийская терраса относительной высотой 100–130 м; в 2–х км выше г. Рустави выделяются 176, 142 и 130-метровые террасы (Ширинов, 1973), в Ахалцихской депрессии — 140–160 и 120–130-метровые.

Два-три уровня среднеплейстоценовых террас отмечены на других реках Малого Кавказа (Тертер, Аракс, Агеры, Арпа, Воротан и др.). Относительные высоты террас рек близки, в среднем 100–120 м, 80–90 и 60–70 м. Для них характерна большая мощность аллювиальных отложений (от 5–10 до 50 м); они перекрываются делювиально-пролювиальными суглинками со щебнем, в котором местами встречаются прослой погребенной почвы.

На массиве Арагац и Гегамском нагорье отмечается существование палеогляциальных форм рельефа среднеплейстоценового, максимального оледенения (Бальян, Думитрашко, 1962). Моренные отложения развиты в привершинной зоне Арагаца и занимают большие пространства на высотах 2600–3000 м. Мощность их до 60 м. На Гегамском нагорье морены сохранились в водораздельной зоне на высотах 2400–2900 м. Следы экзарационных форм отмечаются в привершинной полосе на отметках 3100–3150 м.

На Джавахетском нагорье к среднему плейстоцену относятся лавы Куринского долеритового потока, андезитобазальтовые лавы (средние) в разрезах Зуртакети, Орозмани и др. В бассейне верхней Куры долеритовые лавы Куринского потока (его средняя и верхняя часть) бронируют нижнеплейстоценовые аллювиальные террасы. Лавы эти обратно намагничены ( $D^{\circ} = 213$ ,  $I^{\circ} = -67$ ) и синхронизируются с эпизодом Бива III (0.300–0.350 млн. лет) магнитохронологической шкалы. В бассейне р. Храмы их продолжают обратномагнитные долеритовые и андезитобазальтовые лавы (разрезы Сарписгеле, Зуртакети, Орозмани, Аха —  $D^{\circ} = 178$ ,  $I^{\circ} = -35$ ), характеризующиеся аномальной полярностью в нижней части потоков ( $D^{\circ} = 105$ ,  $I^{\circ} = +28$ ). Лавы названных разрезов сопоставляются с эпизодом Бива II — 0.270–0.290 млн. лет. Из сказанного следует, что два обратномагнитных лавовых потока с кратковременным аномальным экскурсом внутри можно объединить в единый обратномагнитный эпизод Храмы эпохи Бринес (Л. Веква и др., 1982). Мы сопоставляем этот эпизод с ливинским межледниковьем (миндель-рисс) или с девятым кислородно-изотопным ярусом Шеклтона-Олidayка (Shackleton, Orluyke, 1976). Отнесение этих лав к нижней половине среднего плейстоцена основывается и на том, что в разрезах Орозмани и Аха они подстилают озерно-пепловые отложения с фауной млекопитающих *Equus caballus*, *Bos cf. primigenius*, *Cervus cf. elephus*, *Bison primiscus*, характерных для среднего плейстоцена (Адамия и др., 1965).

Сводный разрез завершается андезитобазальтовыми лавами, бро-

нирующими озерно-пепловые отложения. Лавы прямо намагничены ( $D^{\circ} = 2$ ,  $I^{\circ} = 60$ ).

В Армянской части Антикавказа средним плейстоценом датируются верхняя половина озерно-аллювиальных отложений Ширакской котловины (арапийский горизонт), вмещающих фауну ленинканского комплекса — *Mammatus trogontherii chosaricus*, *Paleoloxodon antiquus*, *Bos trogocegos*, сопоставляемую с сингильской фауной Нижнего Поволжья (Асланян, Саядян, 1973), а также озерно-аллювиальные отложения Араратской котловины (верхняя часть), залегающие на нижнеплейстоценовых озерных глинах. Во время аккумуляции озерно-аллювиальных отложений существовали, вероятно, относительно теплые и засушливые условия межледниковья.

На Арагаце к среднему плейстоцену относят туфы, туфолоавы, чередующиеся с андезито-дацитами и дацитовыми лавами, андезито-базальтами, андезитами, их туфами и туфобрекчиями (Амарян, 1970). Время излияния этого комплекса лав определяется, с одной стороны, залеганием их в периферических частях массива на нижнеплейстоценовых озерно-аллювиальных отложениях, с другой — соотношением с моренными и флювиогляциальными отложениями верхнеплейстоценового оледенения. На Гегамском, Варденисском и Сяникском нагорьях среднеплейстоценовые лавы представлены в основном андезитобазальтами, которые, изливаясь в пригребневой зоне, распространялись по долинам рек Масрик, Джермук, Воротан, Тертер и др.

#### ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН

Верхний плейстоцен на Черноморском побережье Кавказа начинается карангатскими морскими отложениями со стеногалинной и термофильной средиземноморской фауной моллюсков (Федоров, 1977). В настоящее время общепризнано, что карангатская трансгрессия была приурочена к рисс-вюрмскому или микулинскому межледниковью. Морские карангатские отложения со средиземноморской фауной вскрыты скважинами в Колхиде с глубины 95–100 м. Характерная фауна представлена *Sardinium tuberculatum* L., *S. edule* L., *Chione gallina* L., *Tapes calverti* Newt. и др. Синхронные им морские террасы развиты в предгорной полосе Колхиды на высоте 12–25 м, в Тагра-Сочинском районе до 30 м. На отрезке побережья между Пшадой и Адлером выделяются три геоморфологически самостоятельные террасы — шахейская (от 15 до 30 м), чимитская (от 9 до 18 м) и сочинская (2–3 м), тем самым допускается трехчленное деление карангата (Шеглов, 1986). Три трансгрессивные фазы с двумя промежуточными регрессиями в карангате хорошо согласуются с пятой стадией изотопно-кислородной кривой Шеклтона-Олidayка. По имеющимся литературным данным возраст карангата варьирует в пределах 75–125 тыс. лет.

Морской карангат в Рионской депрессии покрывается лагунно-дельтовыми отложениями, к востоку замещающимися терригенно-аллювиальными, вскрытыми скважинами в интервале глубин 80-95 м. Эта регрессивная фаза (новозвксин I) хорошо согласуется с началом подвижек ледников верхнеплейстоценового (раннененскринского) оледенения на южном склоне Большого Кавказа.

В Колхиде на глубине 52-80 м были обнаружены морские слои "сурожской" (новозвксин II) гляциоэвстатической трансгрессивной фазы (Джанелидзе, Микадзе, 1975). Возраст торфа, погребенного на глубине 64 м - 31300 лет (ТБ-56). Морские глины и глинистые песчаники характеризуются ингрессионным характером залегания. Они вмещают фауну опресненного бассейна, фиксируются скважинами в центральной части Колхиды в радиусе 12-15 км от устья р. Риони (Лалиев, 1957; Церетели, 1966). Средненовозвксинские морские отложения выделяются также в северо-западной части шельфа Черного моря на глубине минус 20-25 м. Это тарханкутские слои с характерной солоноватоводной фауной (Невеская, 1965). Анализ материала свидетельствует о том, что трансгрессия не достигала современного уровня моря. В пике трансгрессии стояние моря достигало минус 20-25 м. "Сурожской" трансгрессии в стратиграфической схеме верхнего плейстоцена Грузии соответствует внутриненскринский интерстадиал. В горах Большого и Малого Кавказа в это время имело место отступление ледников и аккумуляция озерно-флювиогляциальных отложений (Церетели, Майсурадзе, 1980; Майсурадзе, 1982; Maisuradze, 1987).

В позднюю стадию верхнего плейстоцена Черноморский бассейн претерпел новозвксинскую (новозвксин III) регрессию, при которой уровень бассейна находился на 50-60 м ниже современного. В интервале 37-52 м в Колхиде скважинами вскрыты лагунно-дельтовые отложения, замещающиеся в глубь суши терригенно-аллювиальными наносами. Регрессия вызвала переуглубление долин рек Западной Грузии.

В долинах крупных рек южного склона Большого Кавказа (Кодори, Ингури, Псоу и др.) выделяются три уровня верхнеплейстоценовых аллювиальных террас на относительных высотах в среднем 40-60, 20-30 и 7-10 м.

Достоверные следы позднелейстоценового оледенения в виде конечных и боковых морен имеются в большинстве долин, где есть современное оледенение. Особенно хорошо они сохранились в долине р. Ненскры (бассейн Ингури). Следы конечных морен на южном склоне западной и центральной частей Большого Кавказа отмечаются в интервале высот 620-1600 м (Церетели, 1966). Это - ранняя фаза единого ненскринского оледенения. Ледниковые отложения позднененскринского (лалатская стадия) оледенения находятся на 300-500 м выше раннененскринских морен. Внутри ненскринского оледенения выделяются интерстадиальная фаза (бечойская) отступления ледников и накопление озерно-флювиогля-

циальных отложений. В разрезе межморенных озерных отложений в долине р. Мулхра (Верхняя Сванети) на высоте 1500 м установлено, что аккумуляция их происходила в условиях более теплых и влажных, чем перигляциальные (Церетели, 1966).

На северном склоне Большого Кавказа также установлены бесспорные следы верхнеплейстоценового оледенения. Наличие двух фаз этого оледенения отмечал еще Л.А. Варданянц (1932), исследуя территорию горной Осетии. На две фазы позднелейстоценового оледенения указывают и Е.Е. Милановский (1966). Это - хорошо известные ранне- и позднебезингтийские оледенения, разделенные фазой значительного отступления ледников (актопракская фаза). Озерные ленточные глины у с. Актопрак, мощностью до 120 м, по данным варвометрического метода, отлагались за период 15-20 тыс. лет.

В юго-восточной части Большого Кавказа безингтийскому (ненскринскому) оледенению соответствует шахнабадское оледенение с двумя фазами - лазинской и шахдюзинской (Думитрашко, Будагов, 1958; Будагов, 1964).

В западной части северного склона Большого Кавказа в бассейне р. Кубани хорошо представлено до шести аллювиальных террас верхнеплейстоценового возраста (Дотдугев, 1975; Кожевников, Милановский, 1984). Относительные высоты приходятся на интервал от 6-9 (III терраса) до 30-50 м (VIII терраса). Более низкие террасы (III-IV) с высотой 6-9 и 10-12 м, должны быть отнесены к голоцену и, наряду с первыми двумя террасами рек данного бассейна, связаны с постбезингтийскими стадиями отступления ледников.

Последовательность верхнеплейстоценовых речных террас установлена в бассейне р. Терек, где их насчитывают от четырех до шести. На р. Терек, в Озминской котловине фиксируются три валунно-галечниковые террасы (V, VI, VII) на относительных высотах 50-60, 100-120 и 140-170 м. Последняя терраса связана с мореной раннебезингтийского оледенения, что и определяет возраст всей серии террас (Кожевников, Милановский, 1984).

На Большом Кавказе широко развиты верхнеплейстоценовые вулканы. На северном склоне Эльбурса к данному временному срезу относятся эксплозивные продукты (пемзы) дацитового состава и андезитодацитовые лавы, проникшие в долину р. Малки; длина лавового потока 15 км, мощность лав до 300 м (Милановский, Короновский, 1973). Они перекрыты моренами позднебезингтийского оледенения.

В Казбекском районе верхнеплейстоценовые вулканы это - прямонамагниченные андезитобазальты и андезитовые лавы Гудаури-Млетского потока, излияние которого предшествовало раннененскринскому оледенению (Схиртладзе, 1958; Дзоценидзе, 1972; Л. Векуа и др., 1982), а также лавы Чхерского и Гвилетского потоков, бронирующие ледниковые отложения раннененскринского оледенения. Этого же возраста



вулканические сооружения и излившиеся из них лавовые потоки Кельского вулканического нагорья.

В Каспийском бассейне верхний плейстоцен представлен морскими отложениями и террасами, развитыми в тех же пределах, что и раннехазарские. Он начинается верхнехазарскими отложениями, вскрытыми в морской фации скважинами в Куринской впадине. Это — песчано-глинистые отложения с фауной *Didacna nalivkini* (Wass.), *D. trigonula* (Dasch.) и др. Мощность 200–300 м (Али-заде и др., 1978). Морские террасы фиксируются на склонах антиклинальных морфоструктур. В районах Дуздага, Боздага, Мишовдага, Караджа выделяются террасы высотой от 60 до 90 м. В песчано-глинисто-галечниковых отложениях известна фауна *Didacna surachanica* (Andrus.), *D. praetrigonoides* (Nal.), *D. incrassata* (Bog.) и др. На верхнехазарской террасе с *Didacna surachanica* у с. Бинагады в кировых песчано-глинистых отложениях известна фауна млекопитающих (в том числе грызунов), птиц и др., относимая к микулинскому межледниковью.

Между верхнехазарскими и нижнехвалынскими морскими отложениями залегают континентальные отложения ательской свиты, представленные в пределах Дагестана и Азербайджана аллювиальными, пролювиальными и делювиальными галечниками, песками и суглинками мощностью от 3 до 15 м. Имеются данные о том, что ко времени образования отложений имели место прохладные климатические условия (Федоров, 1978), что может быть связано с раннебезингийским оледенением.

Верхний плейстоцен Каспийской области завершается хвалынскими морскими отложениями, развитыми в синклиналиных депрессиях Прикаспийской низменности. Почти повсеместно они с перерывом и угловым несогласием залегают на хазарских отложениях (Али-заде и др., 1978). Морская фация представлена чередованием песков и глин, реже с прослоями галечников, ракушечников и вулканических пеплов. Максимальная мощность — 140–170 м. В Куринской депрессии хвалынские морские отложения распространяются на запад до Мингечаурского водохранилища. Широко развиты морские террасы на низких уровнях предгорного обрамления Куринско-Араксинской депрессии. Н. Ш. Ширинов (1973) выделяет 4 террасовых уровня хвалынского возраста: минус 16–10, 0, 17–20 и 30–33 м.

Хвалынские отложения по характеру фауны делятся на нижнехвалынские с руководящей фауной *Didacna parallela* (Bog.), *D. Praetrigonoides* (Nal.), *D. delenda* Bog. и др. и верхнехвалынские с *Didacna trigonoidea* (Pall.), *D. crassa* Eichw. и др.

В нижнем течении рек Юго-Восточного Кавказа выделяется четыре-пять речных террас, коррелирующихся с морскими. Наиболее высокие верхнехазарские террасы располагаются на высоте 50–80 м над тальвегом рек, а наиболее низкие (верхнехвалынские) — минус 10–15 м. В долине Куры, в районе Тбилиси-Рустави можно выделить четыре верхнеплейсто-

ценовые террасы относительной высотой 60–70, 40–50, 25–30 и 10–15 м. В долине верхней Куры (Ахалцихская депрессия) также выделяются четыре уровня террас: 70–80 м (верхний хазар), 50–55 и 30–40 м (нижний хвалын) и 15–20 м (верхний хвалын). Мощность аллювиальных отложений на террасах небольшая, они покрыты делювиальными суглинками с почвой.

На Южногрузинском вулканическом нагорье и на Триалетском хребте в позднем плейстоцене активизировались вулканические процессы. В это время сформировались вулканические аппараты Тавкветила и Шавнабада, андезитовые лавы которых не имели большого площадного распространения, а также бакурианский андезитовый лавовый поток, спустившийся в долину Куры у Боржоми. В армянской части вулканического нагорья вулканизм проявлялся сильнее. Это андезитобазальтовые лавы вулканов Голгат, Манташ и др., на северном склоне Арагаца, а также лавы аштаракского потока. На Гегамском нагорье верхнеплейстоценовыми считаются андезитобазальтовые лавы вулкана Норадуз и др. (Амарян, 1970). Для вулканических нагорий Армении характерны долинные базальтовые потоки.

Верхнеплейстоценовые отложения развиты в Памбакской долине, где они представлены аллювиально-озерными отложениями, переслаиваемыми двумя горизонтами вулканических туфов (Асланян, Саядян, 1973). Отложения содержат фауну памбакского комплекса *Mammutus primigenius*, *Equus caballus*, *Bison* sp. и др.

В гребневой зоне гор Малого Кавказа и массивов вулканических нагорий сохранились палеогляциальные формы и отложения верхнеплейстоценового (безингийского) оледенения. В зависимости от высоты и экспозиции склонов их выраженность и сохранность разная. Здесь также отмечается двухфазный характер оледенения, фиксируются стадийные и фазовые морены отступления ледников (Бальян, Думитрашко, 1962; Майсурадзе, 1982; Maisuradze, 1987).

#### ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения представлены морскими, аллювиальными, ледниковыми, вулканогенными, склоновыми генетическими типами. Черное и Каспийское море на данном хроносрезе претерпели значительные колебания уровней. Во время древне- и новочерноморской трансгрессии Черного моря в Каспийском бассейне происходила глубокая регрессия. На общем фоне трансгрессивно-регрессивных фаз произошли и относительно слабые колебания уровней, оставившие след в виде морских террас. На Кавказском побережье Черного моря известны две морские террасы высотой 4 (новочерноморская) и 2 м (нимфейская). На Каспийском побережье им соответствуют новокаспийские террасы на уровнях минус 21–22 и 26 м. Черноморская морская фауна — типично средиземноморская

с *Cardium edule* L., *Chione gallina* L. и др. Для Каспия характерны формы *Didacna trigonoides* Pall., *D. baeri* Grim. и др., в том числе черноморский иммигрант *Cardium edule* L. (Федоров, 1977, 1978; Рычагов, 1977; Николаев, 1965; Векилов, 1969).

В Колхиде, в Рионской депрессии, скважинами в древнечерноморских отложениях на глубинах 41, 37, 19 и 11 м зафиксированы торфяные горизонты, указывающие на эвстатические колебания уровня моря и новейшие тектонические движения в голоцене (Церетели, 1966).

Речные террасы в регионе насчитывают 2-3 уровня на низких относительных высотах над тальвегами рек. В приморских зонах они хорошо совмещаются с морскими голоценовыми террасами.

В горных областях сохранились следы деградации ледников в голоцене в виде стадийных морен. Особенно детально они изучены на Большом Кавказе, где выделяется 5-6 стадий отступления ледников (Варданянц, 1933; Милановский, 1966; Церетели, 1966; Бальян, Думитрашко, 1962; Шербаква, 1973). В вулканических областях Кавказа известны голоценовые эффузивные образования (Милановский, Короновский, 1973; Амаряц, 1970; Векуа Л. и др., 1982), среди которых - Ткаршетский лавовый поток, на Кавбеком массиве возрастом  $5950 \pm 90$  лет (ТБ-44) и  $6290 \pm 90$  лет (ГІГ - 3487).

#### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА В АНТРОПОГЕНЕ

В масштабах геологического летоисчисления антропоген охватывает весьма короткий отрезок времени - около 1,8 млн. лет, однако за этот временной интервал в Кавказском регионе, как и на Земле в целом, произошли крупные физико-географические изменения, внесшие свои коррективы в процесс становления современного орографического каркаса Кавказского сегмента Альпийского пояса.

В преддверии эоплейстоцена в регионе уже существовали мегантиклинорные сооружения Большого и Малого Кавказа и сопутствующие им предгорные, межгорные и внутригорные синклинорные депрессии, а также Закавказское вулканическое нагорье.

По палеоботаническим данным, к эоплейстоцену в горах Большого и Малого Кавказа была хорошо выраженная высотная поясность растительного покрова, что должно свидетельствовать о значительных высотах горных сооружений. Можно предполагать, что абсолютные высоты гор Большого и Малого Кавказа выражались величинами на одну треть меньшими, чем современные.

Существует мнение, что горный рельеф Кавказа в позднем плиоцене претерпел пенеplanation, а мицельское оледенение носило покровный характер (Варданянц, 1948; Цагарели, 1980). Однако вопрос этот полемичен из-за наличия множества противоречивых фактов стра-

тиграфического, морфологического и палеогеографического порядка. Обширная акчагыльская трансгрессия вызвала определенную планацию рельефа, которая выражалась в повышении базиса эрозии, запруживании рек, в усилении процессов аккумуляции озерно-аллювиальных отложений и плоскостного смыва. В то же время на фоне чередующихся трансгрессивных и регрессивных фаз в акчагыле в осевых зонах складчатых сооружений Кавказа продолжались сводово-блоковые поднятия (Милановский, 1977).

В верхнем плиоцене не прекращает своего развития Транскавказское поперечное поднятие, субмеридионально пересекающее Кавказ широкой полосой от Ставропольского свода до Араратского вулканического массива и ставшее к этому времени водоразделом между бассейнами Черного и Каспийского морей.

Предапшеронская - древневалахская орофаза определила дальнейшее дифференцированное развитие крупных морфоструктур региона. Она выразилась в восходящих сводово-глыбовых движениях мегантиклинорных структур и нисходящих - в синклинорных депрессиях. Движения эти имели унаследованный характер и происходили вдоль межзональных и внутризональных глубинных разломов и многочисленных разнонаправленных разрывов, заложившихся еще на раннеорогенной стадии развития Альпийской складчатой системы.

В эоплейстоцене в высокогорной зоне Большого Кавказа, в центральном ее сегменте, имело место оледенение полупокровного и горно-долинного типа (Чегемское оледенение). В северной предгорной полосе была развита слабонаклонная равнина типа педишлена, сложенная аллювиально-пролювиальными и отчасти флювиогляциальными отложениями. Аллювиальная равнина формировалась в области современного среднего течения долины р. Терек и в нижнем течении р. Кубань.

С тектоническими движениями на Большом Кавказе связана активизация вулканической деятельности. Излияние андезитовых и андезитодацитовых лав отмечается на Верхнечегемском нагорье. Они слагают вершины Кум-Тюбе и Кюген-Кая. Лавы этого же возраста изливались в Эльбурском районе в бассейне р. Тзыл.

В эоплейстоцене проявились пять регрессивно-трансгрессивных фаз Понто-Каспия. Каспийская трансгрессия по масштабам была меньше предыдущей. Береговая линия моря достигала средней части Иорского плоскогорья. В регрессивные фазы море оставляло почти всю территорию Куринской депрессии.

Гурийская трансгрессия на Черном море не была широкомасштабной: море вдавалось в глубь Рионской впадины на 45-50 км, регрессии были незначительными.

Трансгрессии и регрессии Понто-Каспия и оледенения высокогорной зоны Большого Кавказа были связаны как с осцилляциями климата

общепланетарного масштаба, так и с тектоническими движениями. На фоне дифференцированных тектонических подвижек разной интенсивности и знака обособлялись зоны усиленной эрозии, смыва и аккумуляции грубообломочного материала. В прибрежной зоне морских бассейнов и в предгорной полосе Большого и Малого Кавказа накапливались делювиально-пролювиальные толщи грубообломочного материала большой мощности, галечники, суглинки. Рыхлые континентальные отложения заполняли синклинальные депрессии низкого порядка, вызывая частичную планацию рельефа. В предгорной полосе на водоразделах рек формировались денудационные поверхности, а в долинах крупных рек — эрозионно-аккумулятивные террасы.

В морских бассейнах Понто-Каспия, а во время трансгрессии и в межгорных Куринской и Колхидской депрессиях, а также на перифериях Самур-Дивичинской равнины отлагались песчано-глинистые фации с гравелитами и мелкогалечными конгломератами, вмещающие характерную для ашшерона морскую фауну.

В междуречье Куры и Иори сформировалась обширная аллювиальная равнина, ограниченная с севера структурными грядками и возвышенностями Чатминской зоны поднятия (Али-заде и др., 1978), а Алазанская долина в эоцено-эолигоцене представляла собой межгорную депрессию, где накапливался грубообломочный материал, снесенный со склонов окружающих ее хребтов. На востоке она сливалась с предгорной наклонной равниной, развитой у подножья южного склона Главного Кавказского хребта. Здесь формировались крупные конусы выноса рек его южного склона (Ширинов, 1975).

В Восточной Грузии молодые тектонические движения, сопровождавшиеся складкообразованием, разломами и смещениями блоков, создали в рельефе новые морфоструктурные элементы, в частности Гомборский хребет, гряды Квернаки, Ягдуджа и др. Среди отрицательных форм мезорельефа сформировалась Тирифоно-Мухранская депрессия.

В Колхидской депрессии к эоцено-эолигоцену уже существовали крупные орографические элементы, продолжавшие свое развитие в валахскую фазу тектогенеза. В предгорной полосе Абхазии и Гурии, а также в долинах крупных рек (Ингури, Риони, Цхенисцкали и др.) формировались высокие морские и речные террасы.

Тектонические движения в эоцено-эолигоцене особенно резко проявились на Закавказском вулканическом нагорье. Дифференцированные смещения отдельных блоковых структур обусловили дальнейшее опускание Севанской впадины, формирование Лениканской и Памбакской котловин. В Среднеараксинском межгорном прогибе продолжалось погружение дна Араратской котловины. Отрицательные формы рельефа были заняты пресноводными озерами, где происходила седиментация отложений, известная в литературе под названием "диатомовая субформация" (Габриелян, 1970).

В эоцено-эолигоцене продолжается активная вулканическая деятельность, начавшаяся еще в акчагыде. К глубоким тектоническим разломам приурочены мощные центральные и тренящие излияния лав; формируются обширные лавовые плато (покровы) и потоки вдоль палеодолин (долериты Боденского хребта — инверсионный рельеф), крупные стратовулканы — Арагац, Арайлер и др., а также множество мелких вулканических центров, разбросанных повсюду по территории нагорья. Вулканизм носил ареальный характер. Между пульсационными вспышками вулканов на отдельных участках нагорья образовывались компенсационные прогибы, занимавшие озерные водоемы, где отлагались глины, в том числе диатомовые, и вулканический песок.

Эоцено-эолигоценный вулканизм завершил планацию эрозионного рельефа в областях его распространения. Появились обширные плато с гнессометрией среднегорья и высоко приподнятые вулканические сооружения. Увеличение высоты нагорья было связано как с тектоническими движениями, так и с накоплением вулканических образований большой мощности.

В западной части Джавахетского нагорья, долеритовые лавы, принимавшие участие в строении обширного Ахалкалакского плато, приложились к восточному склону Эрзушетского нагорья. Вдоль линии контакта этих лав с вулканиками гюдердзской свиты (мио-плицен), к концу эоцено-эолигоцене стало зарождаться современное ущелье верхней Куры. На востоке лавы из центральных вулканов Тавкетила, Емликли, Цкаросмта и др. распространились вдоль древней долины р. Храми в сторону Марнеульской депрессии.

На Закавказском вулканическом нагорье и хребтах Малого Кавказа следы эоцено-эолигоценного оледенения отсутствуют. В экстрагляциальных областях к этому времени существовали ледниковые условия (Церетели, 1966), определившие формирование мощной толщи галечников.

Ритмичность климатических условий эоцено-эолигоцене на Кавказе устанавливается по палеоботаническим (Маслова, 1960; Шаталова, 1963, 1968; Исаева-Петрова, 1972), палеонтологическим (Векуа и др., 1985; Лебедева, 1963), литологическим (Кожеников, 1966, 1985) данным. Устанавливаются в основном три фазы похолодания и две потепления. Они синхронизируются с трансгрессивно-регрессивными фазами Понто-Каспийского бассейна. Экологический анализ фауны млекопитающих Цалки, Коцахури, Дуздага, Коджашен и др. свидетельствует о существовании в периоды их обитания континентального аридного климата.

Анализ существующего фактического материала позволяет сделать вывод, что в эоцено-эолигоцене кривая палеотемператур отражает тенденцию постепенного ухудшения общеклиматических условий. Постепенно вытесняются теплолюбивые элементы субтропической флоры, возрастает роль степной растительности. Отдельные представители реликтовой флоры находят уюжище в Колхиде и Талыше.

В раннем плейстоцене продолжалась позднеорогенная фаза тектогенеза, вызвавшая дальнейшее общее поднятие сводов Большого и Малого Кавказа. В эти движения были вовлечены межгорные депрессии и предгорные равнины. Выносимый с северных и южных склонов горных сооружений грубообломочный терригенный материал отлагался в предгорной полосе, формируя наклонные равнины. В гребневой зоне Большого Кавказа, в верховьях долин крупных рек вновь "оживили" ледники, по размерам и объему гораздо более крупные, чем эоплейстоценовые. Вулканическая активность в раннем плейстоцене на Большом Кавказе проявилась слабо. Андезитовые лавовые потоки этого времени известны в Казбекском районе (Мнадонские лавы).

В Понто-Каспийском бассейне начало раннего плейстоцена знаменуется глубокой регрессией (турканическая - болгарская регрессия). Уровень Черного моря опустился на 80-100 м относительно современного, что, вероятно, привело к переуглублению долин. Турканический морской бассейн Каспия почти полностью оставляет территорию Куринской впадины. Эоплейстоценовые отложения предгорных наклонных равнин подверглись интенсивному размыву.

Трансгрессии морских бассейнов начинаются почти синхронно: чаудинская - на Черном море, бакинская - на Каспийском. Масштабы чаудинской трансгрессии меньше, чем бакинской. Она вдавалась в глубь суши в Рионской депрессии на 2-3 десятка километров. Однако имеются также данные, на основании которых во время чаудинской трансгрессии морской залив в Колхидской низменности вдавался на 100-115 км в современную сушу (Мамаладзе, 1975). В связи с этим холмисто-грядовое обрамление равнины следует считать древней береговой полосой Черного моря. Во всяком случае в настоящее время пока что общепризнано, что на Кавказском побережье чаудинские отложения и морские террасы встречаются на тектонически приподнятых или опущенных берегах на высотах от 40 до 140 м.

Воды бакинской трансгрессии покрыли Курискую низменность вплоть до Мингечаура. Дифференцированные тектонические движения привели к интенсивному погружению межгорных прогибов, на что указывают большие мощности бакинско-чаудинских морских отложений в ингрессивных заливах. Одновременно восходящие движения предбакинской фазы охватили предгорные равнины (Кусарская, Гянджинская и др.), где отлагались пролювиальные отложения, образовавшие крупные конусы выноса рек, стекавших с южного склона Главного Кавказского хребта и северных склонов Малого Кавказа.

Продолжающаяся предбакинская тектогенная фаза на отдельных участках суши проявлялась в виде складчатых деформаций, в результате которых образовались орографически обособленные элементы рельефа. В юго-восточной части Большого Кавказа, в Нижнекуринской впадине и на Апшеронском полуострове складчатость вызвала

появление разрывных нарушений, к которым была приурочена активность грязевого вулканизма (Али-заде и др., 1978) и формирование характерного для него микрорельефа.

На фоне прерывистых тектонических подвижек в прибрежноморских зонах, предгорьях и речных долинах морфологически выделялись 3-4 морские и речные террасы, по корреляционным признакам датирующиеся нижним плейстоценом.

Закавказское нагорье в это время испытало дифференцированные сводово-блоковые смещения. В связи с интенсивным поднятием свода Триалетского хребта, охватившим предгорную полосу южного склона, в результате "давления" с севера были деформированы эоплейстоценовые лавовые покровы с аллювиально-озерными отложениями; наблюдается опрокидывание лав на юг. Появились морфоструктурные Цалкинский и Беденский хребты и гряды. В Марнеульской зоне к этому времени шло интенсивное погружение, в которое были вовлечены и лавы восточной периферической части Бедени-Храмского потока.

Низкое положение местного базиса эрозии (дно Ахалцихской котловины - р.Кваблиани) способствовало быстрому эрозионному врезу и выработке ущелья р.Куры в ее верхнем течении.

Вулканическая активность на Закавказском нагорье постепенно ослабевает. Многие вулканические центры превращаются в потухшие вулканы (Гюней, Круглая, Ороджалари и др.). Отмечаются отдельные пароксизмальные извержения небольших центров на Самсарском хребте. На восточном склоне Джавахетского хребта происходит трещинное излияние базальтовых лав, заполнивших долину Палеомашаверн, а севернее сформировавших Гомаретское плато.

В Армении, на Арагаце, к этому времени происходит излияние лав среднего и кислого состава. На Варденисском, Сяникском и Карабахском нагорьях андезитобазальтовые лавы заполняют древние ущелья рек, приводя к планации рельефа.

Значительные погружения происходят в межгорном сбросовом прогибе Ширакской (бассейн р.Ахурян) и Арагатской котловин. Здесь происходит накопление озерно-аллювиальных толщ большой мощности.

На хребтах Малого Кавказа и вулканическом нагорье достоверные следы существования древнего оледенения отсутствуют. Палеоботанический материал свидетельствует о трехкратном изменении климатических условий на вулканическом нагорье в раннем плейстоцене. В целом же они были в основном прохладными (или холодными) и влажными (Асланян, Саядян, 1973), характерными для плейстоценовых экстрагляциальных областей. Очевидно, такая климатическая ситуация не исключает вероятности существования небольших ледников на высоких гипсометрических уровнях хребтов и массивов. В периоды господства теплых (умеренно жарких) и сухих климатических условий доминировали откры-

тые ландшафты саванного типа, где расселялись трогонтериевый слон, этрусский носорог, эксенборнская лошадь и др. (Аслаян, 1958; А. Векуа, 1961; А. Векуа и др., 1985; Авакян, Давтян, 1970).

В среднем плейстоцене предкавказские тектонические движения (магнитная аномалия) способствовали воздвиганию горных сооружений региона. При этом поднятия на Большом Кавказе проходили с резким перекосом с востока на запад (Дотдугев, 1975). Максимальные темпы поднятия приходятся на Юго-Восточный Кавказ. В восходящие движения были вовлечены прибортовые зоны предгорных и межгорных впадин, где интенсивно развились эрозионно-денудационные процессы.

В нивальной зоне Большого Кавказа, в верховьях крупных речных артерий северного и южного склонов, в связи с общепланетарными климатическими осцилляциями вновь начали разрастаться ледники. Имеются веские доказательства двухфазности среднеплейстоценового (Терского) оледенения (Черетели, 1960; Милановский, 1966). Депрессия снеговой границы составляла в то время, вероятно, 800-1000 м.

Тектонические движения характеризовались прерывистостью, в связи с чем в долинах горных рек формировались речные террасы, сложенные флювиогляциальными валуногалечниковыми отложениями значительной мощности. Об интенсивном поднятии горных сооружений в среднем плейстоцене свидетельствуют большие мощности терригенно-обломочного материала, снесенного со склонов хребтов в предгорья.

Вулканическую активность на Центральном Кавказе контролировали ожившие в это время разнонаправленные глухие разломы. Андезитодацитовые лавы Эльбурса излились в троговую долину верховий р. Баксан, забронировав местами моренные скопления раннетерского оледенения. В Казбекском районе эруптивная активность была приурочена к Казбек-Цхинвальскому поперечному глубинному разлому. В ущелье р. Терек происходило излияние андезитовых лав, возникновение морфологически резко обособленного стратовулкана Кабарджина, сложенного андезитами и андезитодацитами. В истоках рр. Арагви, Ксани и Большой Лиахви появляются долиненый вулкан Цатара Ненискало и стратовулканы Фидархох и Схиртладзе, сложенные дацитовыми лавами (Дзопенидзе, 1972).

Существенные изменения происходили в морских бассейнах Понто-Каспия. Колебания уровня Черного моря определялись гляциоэвстатическими движениями Мирового океана. Здесь отмечаются две крупные двухфазные трансгрессии (Федоров, 1978). Фазы каждой трансгрессии следовали непосредственно одна за другой. Бифазным трансгрессиям предшествовали регрессии морского бассейна. В результате в древнеэвксин-узунларском веке на Кавказском побережье сформировались четыре уровня морских террас. В процессе тектонических движений по разломам продолжало погружаться дно Черного моря и Гиснская депрессия. Одно-

временно испытали поднятие холмистые предгорья Аджарского и Абхазского побережий, а также Центральной Мегрелии.

В Каспийском бассейне в раннем плейстоцене (нижнеказарский-гюрганский век) в связи с ухудшением климатических условий резко изменился гидрологический режим. Здесь имело место три трансгрессивных фазы, разделенных фазами регрессии (Федоров, 1977, 1978). Каспийские трансгрессии были приурочены к концу межледниковий и первой половине ледниковых эпох (Рычатов, 1977).

В первой половине среднего плейстоцена продолжают ритмичные тектонические движения, определившие поднятие предгорной зоны и погружение Куринской депрессии. В Аджинурском низкотерье и Алитской зоне, в процессе восходящих движений происходит складкообразование. Увеличиваются высоты хребтов Большой Арами, Ленгебизского и др. (Али-заде и др., 1978). Куринская впадина испытывает интенсивное погружение. Здесь накапливались морские глины, алевролиты. Амплитуда прогибания достигла 600 м. В прибрежной полосе накапливались аллювиальные отложения. Ингрессия морского бассейна достигала Мингечаурского водохранилища. В Восточной Грузии, в низовьях рр. Алгети и Храми, прогибалась Марнеульская аллювиальная равнина. В это время установились умеренно влажные и прохладные климатические условия.

Во второй половине среднего плейстоцена усилились эрозионно-денудационные процессы; большое количество грубообломочного материала выносилось в предгорья - в области интенсивного эрозионного расчленения. Окончательно оформились антиклинальные гряды Дуздаг, Харами, Ишиовдаг и др.

В Куринской впадине трансгрессия моря достигала г. Дуздаг; она распространялась на площадь несколько меньшую, чем в первой половине среднего плейстоцена. Море заливало большую часть Апшеронского полуострова и прибрежную часть Кобустана и Самуро-Давичинской низменности. Во время трансгрессивных фаз воды Каспия через Манычский пролив обрассивались в Черное море.

В речных долинах Большого и Малого Кавказа в среднем плейстоцене формировались цокольные террасы средней высоты, выраженные в современном рельефе двумя-тремя уровнями. Для террас характерны большие мощности слагающих их галечников. Последние повсюду перекрываются делювиально-пролювиальными отложениями.

На Малом Кавказе и вулканическом нагорье средний плейстоцен характеризуется дальнейшим ростом гилсометрии рельефа. В нивальной зоне хребтов и массивов, в связи с резким похолоданием и увлажнением климата, особенно в первой половине среднего плейстоцена, появились благоприятные условия для возникновения оледенения. В привершинной полосе Арагаца, Сангезурского, Мровдагского хребтов, на Гегамском и Карабахском нагорьях активизируются горно-долинные ледники и появляются обширные фирновые поля. На склонах гор развиваются пе-

ригляциальные явления, выразившиеся в интенсивном морозном выветривании горных пород, в формировании каменных потоков ("чингилы" и "каменных морей" (Маруашвили, 1971).

В среднем плейстоцене вновь возобновились мощные извержения андезитодацитовых и дацитовых туфолов и игнимбритов на Арагаце, андезитобазальтовых лав на Гегамском, Вардениском и Сникском нагорьях. Лавовые потоки заливают долины рр. Масрик, Джермук, Тертер и др. В бассейне верхней Куры к этому времени относится пароксизм вулканического центра у с. Хертвиси (правый склон ущелья р. Куры). До излияния долеритовых лав из Хертвисского центра Кура уже имела хорошо выработанное ущелье глубиной свыше 400 м с развитыми покольными террасами (Майсурадзе, 1981). Это было в преддверии раннеказарского века. Обратная намагниченность лав Куринского потока (Глевасская и др., 1976; Векуа, Дзоценидзе и др., 1977; Векуа Л. и др., 1982) позволяет считать их доднепровскими образованиями, соответствующими эпизоду магнитного поля внутри эпохи нормальной полярности Брюна (Бива Ш - 300-350 тыс. лет).

На восточном склоне Джавахетского хребта имело место трещинное излияние базальтов, распространившееся до населенных пунктов Дманиси-Аха, забронировавших озерные отложения и создавших морфологический уступ на Машаверских и Гомаретских лавовых потоках.

В первой половине среднего плейстоцена продолжалось погружение Ширакской котловины. Здесь произошла аккумуляция озерно-аллювиальных отложений арапийского горизонта. По содержащейся в них фауне ленинканского (сингийского) комплекса допускается существование в это время теплых и засушливых климатических условий (Асланян, Саядян, 1973).

В позднем плейстоцене рельеф рассматриваемой территории, морфоструктурный каркас которой сформировался в преддверии четвертичного периода, уже имел современный облик горной страны с хорошо развитой гидрографической сетью и высотной поясностью ландшафтов. Предхвалынские тектонические движения продолжают дифференцированные сводово-блоковые поднятия хребтов и прогибание межгорных котловин региона.

Большой и Малый Кавказ стали ареной мощного горно-долинного оледенения. Анализ существующих материалов по палеогеографии ледниковых и неледниковых областей северного полушария свидетельствуют о том, что в плейстоцене и особенно на последнем его отрезке, оледенение горных сооружений и равнинных территорий Европы и Северной Америки развивалось в основном в одних и тех же временных рамках. В некоторых случаях допускается и метахронность оледенений гор и равнин (Герасимов, Марков, 1939; Церетели, 1966, 1968).

Возникшие в горах ледники не прекращали свое существование и при значительных климатических осцилляциях, имевших место в плейсто-

цене. Существование их обеспечивалось высоким гипсометрическим положением горных сооружений и присущими им специфическими климатическими условиями. В то время как в межледниковье на равнине ледники деградировали и исчезали, в горах они только сокращались, вновь увеличиваясь с наступлением последующего похолодания. При этом огромную роль играл ледниковый покров Европейской территории СССР. Смещение на юг ледникового покрова и циклонов, обильные атмосферные осадки были толчком к значительному увеличению в размерах горных ледников, что выражалось в их распространении на более низкие гипсометрические уровни, с соответствующим смещением высотных ландшафтных поясов.

Позднеплейстоценовое оледенение на Большом Кавказе имело двухфазный характер. Ледники ранней фазы оледенения (раннебезингийской, раннененскринской, лазинской) были развиты по существу во всех долинах. Масштабы оледенения уменьшались с запада на восток. Если на южном склоне западной и центральной частей хребта следы конечных морен фиксируются в интервале высот 600-1600 м (Церетели, 1966), то в юго-восточной части ледники достигали отметки 2600 м (Думитрашко, Будагов, 1964).

Снеговая граница в то время располагалась ниже современной на 700-800 м на Западном Кавказе, на 900-1100 м - на Центральном Кавказе, на 600-700 м - на Восточном Кавказе и 1100-1300 м на Юго-Восточном Кавказе.

В середине позднего плейстоцена на Большом Кавказе наступила фаза межстадиального потепления продолжительностью около 15-20 тыс. лет (актопракская фаза Милановского). В финальную фазу (позднебезингийскую, позднененскринскую, шахджюзинскую) имело место резкое похолодание и ксерофитизация климата. Нахождение морен этой фазы оледенения на 300-500 м выше раннебезингийских свидетельствует о меньших размерах ледников.

На Малом Кавказе и в Закавказском вулканическом нагорье позднеплейстоценовое оледенение было также двухфазным, однако по мощности ледников и площади их распространения меньшим, чем на Большом Кавказе. В западных районах ледники в максимальную фазу спускались до высоты 1500-1550 м, а на востоке - до 2000-2400 м. Снеговая граница проходила, соответственно, на высотах от 2000-2400 до 2600-2700 м; депрессия снеговой линии выражалась величиной порядка 400-600 м.

В интергляциальной фазе позднего плейстоцена происходит накопление озерно-флювиогляциальных отложений в приледниковых озерах. Для данного региона она известна как бешумская интерстадиальная фаза (Арсинский хребет).

Ледники второй фазы имели меньшие размеры. Резкое похолодание в этот отрезок времени обусловило широкое развитие перигляциальных явлений и формирование характерных форм микрорельефа (туфуры, ка-

менники, криотурбации в приледниковых озерных отложениях и др.).

Существование двух значительных фаз оледенения в позднем плейстоцене на Кавказе нашло свое отражение как в археологических свидетельствах миссолейских высокогорных пещер, так и в колебаниях уровня Черного и Каспийского морей. Человек дважды покидал высокогорные пещеры Кударо I, Кударо II и Чона (раннее мустье и верхний палеолит) в связи с похолоданием. В позднемустьерское время (аксепракский интерстадиал) он вновь возвращается в эти пещеры. По существующим радиологическим данным, позднее мустье датируется от 46 до 65 тыс. лет. Датировки эти укладываются во временные рамки среднеюрмской трансгрессии Мирового океана — 50–25 тыс. лет. Что касается позднего палеолита, то он приходится примерно на интервал 22–15 тыс. лет.

Поздний плейстоцен в Черноморском бассейне начинается карангатской трансгрессией, приуроченной к микулинскому (рисс-вюрм) межледниковью. Береговая линия моря почти совпадала с современной. Морские отложения отлагались на прибрежных террасах.

Карангатскую трансгрессию сменила регрессия (новоэвксин I). В центральной части Колхиды произошло максимальное погружение субстрата. Последующая "суроожская" трансгрессия моря отложила в депрессии глины и суглинки с фауной средиземноморского типа (новоэвксин II). Возраст этой трансгрессии 30–35 тыс. лет. Она совпадает с внутриненскринским интерстадиалом.

В позднюю стадию верхнего плейстоцена в Черноморском бассейне проявилась регрессия — новоэвксинская (новоэвксин III), при которой уровень моря находился на 50–60 м ниже современного. По-видимому, тогда и начали формироваться подводные каньоны в устьях рр. Ингури, Чорохи и др. В новоэвксинское время вдоль Кавказского побережья простиралась аккумулятивная равнина с вдававшимися в море мысами-дельтами (Маруашвили, 1971<sup>I</sup>).

Верхний плейстоцен Каспийского бассейна начинается верхнехазарской трансгрессией. На западе море, как и раньше, доходило до Мингечаура, занимая осевую зону Куринской депрессии. Однако площадь, занимаемая им, была значительно меньше, чем в предыдущие трансгрессии. В ингрессивном заливе моря накапливались глинистые и песчано-глинистые отложения мощностью в несколько десятков метров. В прибрежной полосе аккумуляровались песчано-галечниковые образования. Приняли современные морфологические черты хр. Малый Харами, Милловдагская и Дуздагская гряды. К этому времени относится извержение грязевых вулканов и образование их конусов Калмас, Большой и Малый Милловдаг (Иринов, 1975). Восходящие тектонические движения схватили полосу Аджинурских низкогорий; сформировался Коджашен-Геокчайский антиклинальный хребет. Бурно развивались эрозионные процессы на Ивановском плато. В Куринской впадине, в районах Дуздага, Боздага, Караджа, на Апшеронском полуострове и других участках прибрежной полосы развились

один-два уровня морских террас. Климатические условия позднего хазара, судя по фауне и флоре Бинагады, были теплыми и умеренно влажными, местами сухими.

За верхнехазарской трансгрессией следует ательская регрессия, во время которой осушились обширные пространства Каспийского моря (Ричагов, 1977). Береговая линия моря проходила примерно на 20–25 м ниже современного уровня Каспия. Развилась интенсивная эрозия в предгорьях и усиленная аккумуляция в прибрежной полосе. Климат во время ательской регрессии был прохладным, а на юге и влажным (Федоров, 1978).

На заключительном этапе позднего плейстоцена в Каспийском бассейне произошла обширная хвалынская (раннехвалынская) трансгрессия с уровнем стояния воды 45–50 м, т.е. на 100 м превышающим таковой в предшествующую регрессию. На западе море вновь достигало Мингечаурского меридиана. Факт существования двух-трех раннехвалынских морских террас свидетельствует о нескольких уровнях моря, соответствующих отдельным фазам трансгрессии. Последняя сменилась регрессией (енотаевской) с уровнем до минус 45 м. Активизировались эрозионно-денудационные процессы, накапливался терригенный материал в прибрежной полосе.

За регрессией последовала позднехвалынская трансгрессия, в максимум которой уровень проходил на отметках 0, –2 м. На этом заключительном этапе плейстоцена, как и раньше, имело место чередование трансгрессивно-регрессивных фаз, которые нашли свое отражение в морских террасах на абсолютных высотах от 0 до минус 16–17 м.

В позднем плейстоцене на фоне предхвалынских тектонических движений, в предгорьях Большого и Малого Кавказа, в долинах рек формируются четыре террасовых уровня в пределах высот от 10–15 до 50–60 м. В Кобыстане и на Апшеронском полуострове активизируется грязевый вулканизм.

В позднем плейстоцене возобновилась вулканическая активность на Кавказе. На Эльбрусе происходит излияние андезитодацитовых лав, проникших в долину р. Малки. В Казбекском районе излияния андезитовых и андезитобазальтовых лав имели место на Крестовом перевале и на юго-восточном склоне самого Казбека. Особенно интенсивно вулканизм проявился в районе Кельского нагорья, где как в первой, так и во второй половине позднего плейстоцена происходило излияние андезитовых, андезитодацитовых и дацитовых лав. Появились вулканические сооружения центрального типа Нарван-хох, Диди Непискало и др. Лавовые потоки забронировали сильно расчлененный, выработанный в мезозойских отложениях, эрозионный рельеф, что привело не только к планации, но и к инверсии рельефа.

На Малом Кавказе и Закавказском нагорье в позднем плейстоцене вновь активизируется вулканическая деятельность. Происходит излия-

ние андезитовых лав на Триаletском хребте (Бакурианский поток) и Джавахетском нагорье (вулканы Тавкветила, Шавнабада и др.). В армянской части нагорья в это время происходит пароксизм вулканов Голгат, Манташ и др., на Арагаце, Норадуз на Гегамском нагорье, давшие андезитобазальтовые лавовые потоки. В Карабахском нагорье вулканизм проявляется в истоках рек Тертер, Базарчай. Формируются лавовые плато Учтене, Айрису и др. (Али-заде и др., 1978).

В голоцене во всем регионе четко проявляется ритмичность климатических колебаний, чередование влажных и сухих эпох. Последнее нашло свое отражение в прерывистости отступления последнего оледенения, когда в освободившихся от льда трогах и цирках формировались стадияльные морены. В процессе деградации ледников образовалось 5-6 стадияльных моренных валов в троговых долинах, подверженных древнему оледенению на Большом Кавказе и на высоких массивах Закавказского вулканического нагорья (Варданянц, 1933; Бальян, Думитрашко, 1962; Милановский, 1966; Церетели, 1966; Марушвили, 1971 и др.).

Осцилляции климатических условий голоцена отразились и на развитии морских бассейнов Понто-Каспия. На Черном море в раннем голоцене начинается древнечерноморская трансгрессия, достигшая максимума в новочерноморскую фазу развития (средний голоцен). В ранней фазе уровень моря еще был ниже современного, а во время пика трансгрессии превысил его на 3-4 м; в прибрежной полосе сформировалась морская терраса соответствующей высоты.

За новочерноморской трансгрессией последовала фанагорийская регрессия - уровень моря опустился на 5-6 м ниже современного (Федоров, 1978). В освободившейся от моря прибрежной полосе с V в. до н.э. и до III-IV вв. н.э. существовали древнегреческие колонии Херсонес, Пантикалея (Керчь), Диоскурия (Сухуми) и др. В конце первого или начале второго тысячелетия н.э. имела место позднеголоценовая - нимфейская трансгрессия, уровень которой превысил современный на 2 м. Древние поселения были затоплены. Ныне они находятся на глубине 2-3 м.

В голоцене интенсивно погружалась Рионская депрессия. О прерывистости этого погружения свидетельствует существование 2-3 торфяных горизонтов, погребенных в новейших отложениях. Генетически они связаны с регрессивными фазами Черного моря (Церетели, 1966).

В Каспийском бассейне ритмичная смена климатических условий отражалась в частых колебаниях его уровня. В начале голоцена (около 10 тыс. лет) произошла мангышлакская регрессия, которую связывают с аридизацией климата. Уровень моря опустился на 20 м ниже современного (-48 м). Развитие последующей новокаспийской трансгрессии протекало в условиях увлажнения климата (Федоров, 1978). Она не была длительной. Уровень моря не превышал минуса 23-25 м. Затем последо-

вала Челекенская (Самурская) регрессия с уровнем Каспия минус 34-36 м. Около 4 тыс. лет назад проявилась максимальная фаза новокаспийской трансгрессии, довольно длительная и с частыми внутренними колебаниями. Уровень моря достиг высоты минус 21-22 м. Среди значительных осцилляций внутри новокаспийской трансгрессии выделяется дербентская регрессия, во время которой уровень моря опустился до минус 32-33 м и высокое стояние уровня Каспия XVII-XIX вв. с береговым валом на высоте минус 22-23 м.

В Кавказском регионе активно протекали эрозионно-денудационные процессы, происходили оползни и обвалы, в альпийской зоне создавались перигляциальные формы микрорельефа и др. Эти явления носили периодический и локальный характер. В нижнем течении рек вырабатываются 2-3 уровня пойменных и надпойменных террас. Образовались обвално-запрудные озера Рица, Амткели и Кведрула.

В голоцене на Кавказе вновь оживилась вулканическая активность. Из восточной вершины Эльбруса произошло излияние андезитодацитовых и дацитовых лав, которые спустились в верховья Малки и Баксана.

В Казбекском районе в это время изливались андезитовые лавы вулканов Хорисар и Ткаршети. Возраст последнего около 6 тыс. лет. На Кельском плато в голоцене сформировались Ходзский лавовый поток, шлаковый конус вулкана Нарванхох и экструзивный купол Левинсон-Лесинг (Дзоценидзе, 1972).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Авакян Л.А., Давтян Р.Р. Четвертичная система: озерные и озерно-речные отложения. - В кн.: Геология СССР, т.43, Армянская ССР, М.: Недра, 1970, с.203-210.
- Адамия Ш.А., Мацхонашвили К.Г., Худшвили О.Д. Неогеновые и четвертичные образования. - В кн.: Геологическое строение и металлогения Юго-Восточной Грузии. // Тр.Геол.ин-та АН ГССР, нов.сер, 1965, вып.1, с.113-135.
- Ализаде К.А., Асадулаев Э.М. Неогеновая система. - В кн.: Геология СССР, т.47, Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972, с.151-204.
- Амарян В.М. Четвертичная система: вулканические образования. // Геология СССР, т.43, Армянская ССР. М.: Недра, 1970, с.210-219.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, 430 с.
- Асланян А.Т., Саядян Ю.В. Основные черты плио-плейстоценовой истории Армении. // Путеводитель экскурсии IV Всесоюзного совещания по ИЧП. Ереван: 1973, с.30-45.
- Бальян С.П., Думитрашко Н.В. Основные черты рельефа. Древнее оледенение. - В кн.: Геология Армянской ССР, т.1, Геоморфология, Ереван: Изд-во АН Арм.ССР, 1962, с.416-429.



- Будагов Б.А. О древнем оледенении юго-восточного окончания Большого Кавказа в пределах Азербайджана. // Инф. сб. о работах по МГУ. М.: Изд-во МГУ, 1964, №10, с.131-145.
- Будейшвили Д.А. Геология и нефтегазоносность межгорной впадины Восточной Грузии. // Тр.ВНИГНИ, Л.: Гостоптехиздат, 1960, 238 с.
- Варданянц Л.А. Эпоха оледенений в Горной Осетии (Центральный Кавказ). // Изв. ИГО, 1932, т.64, вып.6, с.499-537.
- Варданянц Л.А. О синхронизации стадии отступления последнего оледенения Центрального Кавказа и юрма Альпийской области. // Тр.ПМК ассоциации ИЧП Европы. Л.-М.: 1933, вып.П, с.15-20.
- Варданянц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: 1948, 174 с.
- Векилов Б.Г. Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1969, 176 с.
- Векуа А.К. О фауне нижнечетвертичных млекопитающих из Ахалкалаки (Южная Грузия). // ДАН СССР, 1959, т.127, №2, с.408-410.
- Векуа А.К. Ахалкалакская нижнеплейстоценовая фауна млекопитающих. // Автореф. канд. дис. Ин-т палеобиологии АН ГССР, Тбилиси: 1961, 16 с.
- Векуа А.К., Габелая Ц.Д., Векуа З.А. Дманисская фауна ископаемых позвоночных. // Тез. докл. П науч. сес. Груз. отд. Всес. териологического об-ва. Тбилиси: 1985, с.22-23.
- Векуа А.К., Джигаури Д.Г., Торозов Р.И. Новые палеонтологические находки в окрестностях Цалка. // Сообщ. АН ГССР, 1985, т.118, №2, с.373-376.
- Габриелян А.А. О возрасте древних галечников Армении и о нижней границе антропогена. // ДАН АН Арм.ССР, 1958, т.27, №2, с.117-123.
- Габриелян А.А. История геологического развития // Геология СССР. - Т. XI. Ш.-Армянская ССР, -М.: Недра, 1970. -С.424-443.
- Габуния Л.К., Буачидзе Ц.И. О первой находке позднелиоценовой жирафы в СССР. // Сообщ. АН ГССР, 1970, т.57, №1, с.241-244.
- Глевасская А.М., Михайлова Н.П., Цыкора В.Н. Магнетизм вулканитов Альпийской геосинклинальной области СССР и некоторые черты геомагнитного поля позднего кайнозоя. - В кн.: Палеомагнетизм, магнетизм, геомагнитное поле. Киев: Наукова думка, 1976, с.3-18.
- Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. // М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1939, 462 с.
- Горецкий Г.И. О возрастных и пространственных соотношениях антропогенных террас р.Кубани. // Тр.КИЧП, М.: 1962, т.19, с.194-222.
- Датирование некоторых верхнеэоценовых и четвертичных эффузивов Закавказья по геологическим, радиологическим и палеомагнитным данным. // Рубинштейн М.М., Адамия Ш.А., Девнозавили Д.И., Добрыдин В.Н., Розентур Л.И. - В сб.: Граница между неогеном и четвертичной системой. М.: 1972, т.1, с.162-174.
- Геология четвертичных отложений Азербайджана. // Али-заде С.А., Байрамов А.А., Мамедов А.В., Ширинов Н.Ш. Баку: ЭЛМ, 1978, 166 с.
- Геоморфология. // Антонов Б.А., Будагов Б.А., Аббасов М.А., Гаврилов М.Д., Ширинов Н.Ш. - В кн.: Геология СССР, т.47, Азербайджанская ССР, М.: Недра, 1972, с.415-429.
- Джанелидзе Ч.П., Микадзе Н.С. Свидетельства среднеюрмской трансгрессии в верхнеплейстоценовых отложениях Колхидской низменности. // Сообщ. АН ГССР, 1975, т.77, №2, с.377-379.
- Дзоценидзе Н.М. Геология Кельского вулканического нагорья. // Тр. Геол. ин-та АН ГССР, нов. сер., 1972, вып.32, 126 с.
- Дотдугев С.И. Неотектоническая стадия развития северного склона Центрального Кавказа. // Автореф. канд. дис., Тбилиси: Мелниереба, 1975, 48 с.
- Думитрашко Н.В. Современные речные долины и террасы. - В кн.: Геология Армянской ССР, т.1, Геоморфология. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1962, с.383-394.
- Думитрашко Н.В., Будагов Б.А. Древнее оледенение северного склона Юго-Восточного Кавказа. // Изв. АН Аз.ССР, сер. геол.-геогр. наук, 1958, №4, с.109-114.
- Заридзе Г.М., Татришвили Н.Ф. О возрасте цалкинского лавового комплекса. // ДАН СССР, 1948, т. IX, №1, с. III-III3.
- Зубаков В.А., Борзенкова Н.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометиздат, 1983, 214 с.
- Зубаков В.А., Кочегура А.В., Островский А.Б. Восточное Причерноморье. Плейстоцен. - В кн.: Геохронология СССР, 1974, т. III, с. I01-III.
- Исаева-Петрова Л.С. Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. - В кн.: Палинология плейстоцена, т.3, МПК, М.: 1972, с.192-211.
- Карапетян С.Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород АрмССР. // Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, 1968, т.21, №1-2, с.60-71.
- Каспийская область: Плейстоцен / Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.М., Рычагов Г.Н. - В кн.: Геохронология СССР, 1974, т. III, с.134-145.
- Китовани Т.Г. Геохронологическое значение плиоценовых и раннеплейстоценовых *Cardiidae* Западной Грузии. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1976, вып.206, 154 с.
- Китовани Т.Г., Имнадзе З.А., Чочиева К.Н. К стратиграфии верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия). // Изв. Геол. об-ва Грузии, 1982, №9, с.67-74.
- Ковалевский С.А. Континентальные толщи Аджинсура. Баку-М.: Азнефтеиздат, 1936, 180 с.

Кожевников А.В. Новое о рельефе и строении аллювия долины р. Кубани. // Вестн. МГУ, сер. геол., 1961, №1, с.65-73.

Кожевников А.В. Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. - В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966, с.50-107.

Кожевников А.В. Антропоген гор и предгорий. М.: Недра, 1985, 180 с.

Кожевников А.В., Милановский Е.Е. Кавказ (эоплейстоцен, плейстоцен). - В кн.: Стратиграфия СССР. Четвертичная система, полутом 2. М.: Недра, 1984, с.158-193.

Кожевников А.В., Милановский Е.Е., Саядян Ю.В. Очерк стратиграфии антропогена Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977, 89 с.

Комаров А.Н., Сквородкин Н.В., Карапетян С.Г. Определение возраста природных стекол по трекам осколков деления урана. // Геохимия, 1972, №6, с.693-698.

Лалиев А.Г. К вопросу тектонической природы и истории геологического развития Колхидской низменности. // Тр. ГИН АН ГССР, Тбилиси: 1957, т.10 (15), с.99-127.

Лебедева Н.А. Континентальные антропогеновые отложения Азово-Кубанского прогиба и их соотношения с морскими толщами. // Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып.84, 105 с.

Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978, 135 с.

Магнитохроностратиграфия позднекайнозойских вулканитов Грузии. / Векуа Л.В., Майсурадзе Г.М., Какулия В.К., Павленишвили Е.Ш., Сологашвили Дж.З. - В кн.: Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982, с.3-25.

Майсурадзе Г.М. Четвертичные отложения и история развития рельефа Ахалцихской котловины. // Автореф. канд. дис., Тбилиси: ИГ АН ГССР, 1970, 28 с.

Майсурадзе Г.М. К стратиграфии молодых вулканитов Южной Грузии // Бюлл. комиссии ИЧП, М.: Наука, 1981, №51, с.74-84.

Майсурадзе Г.М. Свидетельства двух фаз позднеплейстоценового оледенения на Кавказе. - В кн.: Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. - М.: Наука, 1982, с.45-49.

Майсурадзе Г.М., Смелов С.Б., Твалчреидзе М.Г. Новые данные о вулканитах Джавахетии. // Сообщ. АН ГССР, 1980, т.98, №3, с.605-608.

Мамаладзе Дж.И. Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975, 207 с.

Маруашвили Л.И. Четвертичный этап (послеклиммерийское время). - В кн.: Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971, с.544-553.

Маруашвили Л.И. Перигляциальные формы. - В кн.: Геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1971, с.483-485.

Маслова И.В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины (р-н г.Кизляр). // Тр. ВНИИГАЗ, 1960, вып.10 (18), с.285-292.

Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. - В кн.: Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд-во МГУ, 1966, с.5-49.

Милановский Е.Е. Новейшая тектоника. - В кн.: Общая характеристика и история развития рельефа Кавказа. М.: Наука, 1977, с.31-45.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.

Минасян Дж.О., Караханян А.К. Геомангнитное поле в Армении в кайнозой. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1986, 167 с.

Невесская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. // Тр. Палеонтологического ин-та АН СССР, 1965, т.105, 390 с.

Никифорова К.В., Иванова И.К., Кинд Н.В. Актуальные проблемы хроностратиграфии четвертичной системы. - В кн.: Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987, с.15-23.

Николаев В.А. Четвертичный период в Черноморской области. - В кн.: Четвертичный период, т.П, Территория СССР. М.: Изд-во МГУ, 1965, с.218-243.

Островский А.Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г.Анапа и р.Шахе). // Автореф. канд. дис., Ростов н/Д, 1968, 18с.

Островский А.Б., Шелинский В.Е. Новые данные об узунларских слоях Черноморского побережья Кавказа. // Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1969, т.154, №2, с.93-100.

Палеомагнетизм неоген-антропогеновых вулканогенных образований Джавахетского нагорья. / Векуа Л.В., Дзюценидзе Н.М., Павленишвили Е.Ш., Асанидзе Б.З., Сологашвили Дж.З., Какулия В.К. // Изв. АН СССР, Физика Земли, №10, 1977.

Рычагов Г.Н. Плейстоценовая история Каспийского моря. // Автореф. д-р дис. М.: 1977, 62 с.

Саядян Ю.В. Стратиграфия и палеогеографические условия формирования новейших отложений Ширакской котловины (Армения). // Автореф. канд. дис. Ереван: 1968, 24 с.

Султанов К.М. Апшеронский ярус Азербайджана. Баку: Азнегир, 1964, 235 с.

Схиртладзе Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. // Тр. ГИН АН ГССР, Монографии, №8, Тбилиси: 1958, 333 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. // Тр. ГИН АН СССР, 1957, вып.10, 298 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. // Тр.ГИН АН СССР, 1963, вып.88, 160 с.

Федоров П.В. Морской плейстоцен Понто-Каспия и его место в шкале Средиземноморья. - В кн.: Геология четвертичного периода. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977, с.170-176.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. // Тр.ГИН АН СССР, 1978, вып.310, 164 с.

Федоров П.В. О сменах солонатоводных каррид рода *Didasna* Eichwald в раннем и среднем плейстоцене Понто-Каспия. // Бюлл.МОИП, отд. геол., М.: 1980, т.55, вып.3, с.104-110.

Цагарели А.Л. Четвертичная система//Геология СССР.-Т.Х.-Грузинская ССР.-М.:Недра, 1964.-С.322-352.

Цагарели А.Л. О возрасте рельефа Кавказа. - В кн.: Четвертичная геология и геоморфология. XXVI сессия МГК. М.: Наука, 1980, с. 91-94.

Цагарели А.Л., Гуджабидзе Г.Е., Майсурадзе Г.М. Геология и неотектоника Центральной Грузии. - Экскурсия ОИ4. - Путеводитель XXVII сессии МГК, Грузинская ССР, Тбилиси: Хеловнеба, 1984, с.199-233.

Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966, 583 с.

Церетели Д.В. Соотношение плейстоценовых оледенений Кавказа, Карпат и Судет.- *Studia Geomorphologica Carpato-Balcanica*, Krakow, 1968, т.11, с.23-33.

Церетели Д.В. Некоторые данные о стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена Черноморского побережья Колхидской низменности. // Тр.ГО ГССР, т.ХIV, Тбилиси: Мецниереба, 1980, с.9-15.

Церетели Д.В., Майсурадзе Г.М. К палеогеографии верхнего плейстоцена Грузии. // Бюл. КИЧП, М.: Наука, 1980, №50, с.116-122.

Челидзе Г.Ф. Геологическое строение долины р.Мтквари (Куры) между г.Рустави и Красным мостом. // Тр.ГИН АН СССР, 1955, т.8(13), с.181-215.

Чепалыга А.Л. Антропогеновые пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. // Тр.ГИН АН СССР, 1967, вып.166, 170 с.

Чепалыга А.Л. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспия) в плиоцене. // Автореф.д-р дис. (ГИН АН СССР), М.: 1980, 50 с.

Шатилова И.И. Спорово-пыльцевые комплексы верхнеплиоценовых отложений Гурии. // Тр.Ин-та палеобиологии АН ГССР, Тбилиси: 1963, т.8, с.43-68.

Шатилова И.И. Палинологическая характеристика кузальнических, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Тбилиси: Мецниереба 1967 115с

Шатилова И.И. Расчленение верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии по данным палинологического анализа.// Сообщ.АН ГССР, 1968, т.49, №2, с.457-462.

Ширинов Н.Ш. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. Баку: ЭЛМ, 1973, 215 с.

Ширинов Н.Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Баку: ЭЛМ, 1975, 189 с.

Ширинов Н.Ш., Гаджиев М.П. Геоморфология долины Тергер. - Изв. АН АзССР, сер.геолог-географ. наук, 1964, №2, с.91-98.

Щеглов А.П. Стратиграфия континентальных и морских отложений плейстоцена южного склона Северо-Западного Кавказа. // Автореф.канд. дис. Тбилиси: 1986, 25 с.

Шербакова Е.М. Древнее оледенение Большого Кавказа. М.: Изд-во МГУ, 1973, 271 с.

Maisuradze G.M. Evolution of the Pleistocene Environment in the Caucasus// *Paleogeography and Loss.-Budapest, Akademiai Kiado*, 1987.- P.145-156.

Pevzner M.A. Paleomagnetism and Correlation of Pliocen-Quaternary Deposits //Collection of Papers "The Boundary between Neogen and Quaternary", 1972.-V.1.-M.-151-161.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V 28-239, Late Pliocene to latest pleistocene// *Geol.Soc. Am. Mem.-1976.-V.145.-P. 449-464.*

Vekua A.K. The Lower Pleistocene Fauna of Akhalkalaki (Southern Georgia, USSR) // *Palaeontographia Italica.-1987.-V.LXXIV.-P. 63-96.*

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Эоплейстоцен	6
Нижний плейстоцен	15
Средний плейстоцен	23
Верхний плейстоцен	27
Голоцен	31
История развития рельефа в антропогене	32
Литература	45

Гиви Михайлович Майсурадзе  
АНТРОПОГЕН КАВКАЗА

ТБИЛИСИ  
«МЕЦНИЕРЕБА»  
1990

გივი მიხეილის ძე მაისურაძე

კავკასიის ანთროპოგენი

Напечатано по постановлению Научно-издательского  
совета Академии наук Грузинской ССР

ИБ 4309

Редактор издательства Г. П. Бокучава  
Худож. редактор Г. А. Ломидзе  
Техредактор Э. Б. Бокерия  
Корректор Л. В. Джикия  
Выпускающий Е. Г. Майсурадзе

Сдано в производство 22.VI.1990 Подписано к печати 26.IV.90; Формат  
бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>; Бумага офсетная; Печать офсетная;  
Усл. печ. л. 5,25; Уч.-изд. л. 4,5;

УЭ 02366

Зак. 1831;

Тираж 500

Цена 80 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19  
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

საქართველოს სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ. 19  
Типография АН Грузинской ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

