

ГЕОЛОГИЯ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА

THE NATIONAL ARCHIVES
COLLECTION OF THE NATIONAL ARCHIVES
1964

THE NATIONAL ARCHIVES
COLLECTION OF THE NATIONAL ARCHIVES

1964

1964

1964



1964

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE ARMENIAN SSR
Institut of Geological Sciences

ԶՈՐՐՈՐԴԱԿԱՆ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՁԱՆԻ
ԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅՈՒՆ
(ՊԼԵՅՍՏՈՑԵՆ)

INQUA X Կոնգրեսին
Բիրմինգհամ, 1977

GEOLOGY OF THE QUATERNARY
PERYOD

(PLEJSTOCENE)

For X Congress of INQUA, Birmingham, 1977



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱՅԻ ՀՐԱՏԱՐԱԿՉՈՒԹՅՈՒՆ
PUBLISHING HOUSE OF THE ARMENIAN ACADEMY OF SCIENCES
ԵՐԵՎԱՆ 1977 YEREVAN

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

551.79

ГЕОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО
ПЕРИОДА
(ПЛЕЙСТОЦЕН)

К X Конгрессу INQUA
Бирмингем, 1977

6761



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1977

Сборник «Геология четвертичного периода» — новейшая сводка, посвященная проблемам четвертичного периода на территории Советского Союза. В работе наиболее полно рассмотрены общие и частные вопросы четвертичного периода на Кавказе и в Закавказье, большое место уделено стратиграфии, палеогеографии, древним оледенениям, новейшей тектонике и др. Значительная часть статей посвящена проблемам корреляции морских и континентальных четвертичных отложений Понто-Каспийской области. Ряд статей посвящен общим научным проблемам и охватывает вопросы истории четвертичного периода, основные принципы и методы разработки его стратиграфии, картирование отложений и др. В сборнике публикуются также статьи ряда видных зарубежных ученых.

Сборник представляет интерес для геологов и географов различных специальностей, палеонтологов, палеоботаников, палеопедологов, археологов, антропологов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

А. Т. АСЛАНЯН (главный редактор), Б. Г. ВЕКИЛОВ, Г. И. ГОРЕЦКИЙ,
И. К. ИВАНОВА, К. И. КАРАПЕТЯН, Н. Б. КЛОПОТОВСКАЯ,
Н. В. ПАШАЛЫ, Ю. В. САЯДЯН (ответственный редактор), Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ
Г. А. ЧУБАРЯН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник «Геология четвертичного периода» — новейшая сводка, посвященная проблемам четвертичного периода на территории Советского Союза.

Созывы Всесоюзных Советаний по изучению четвертичного периода стали традиционными: I Советание состоялось в Москве в 1957 г.; II — в Западной Сибири в 1964 г.; III — на Дальнем Востоке, в Хабаровске, в 1968 г.; IV — в Закавказье, в Ереване, с экскурсиями в Армении, Азербайджане и Грузии — в 1973 году. V Советание намечено провести в Прибалтике и Белоруссии в 1977 году.

Всесоюзные Советания созываются примерно через каждые 4 года, обычно за год до Международных Конгрессов ИНКВА, в достаточно отдаленных друг от друга крупных регионах Советского Союза, резко отличающихся как по современным физико-географическим условиям, так и по сочетанию палеогеографических условий антропогенного (четвертичного) периода.

Программы Всесоюзных Советаний охватывают все стороны широкого комплексного изучения антропогена, осуществляемого большим кругом специалистов различного профиля — геоморфологами, географами, гляциологами, климатологами, гидрологами, геофизиками, геохимиками, литологами, палеоботаниками, палеозоологами стратиграфами, антропологами, археологами, палеогеографами и др.

На каждом Всесоюзном Советании, при широком охвате тематики, обсуждаются некоторые узловые проблемы изучения антропогена, конкретные материалы для освещения и решения которых накопились в том регионе, где производятся Советания.

В программе IV Всесоюзного Советания по изучению четвертичного периода такими узловыми проблемами являлись следующие:

1) Стратиграфия морских антропогенных осадков Понто-Каспийской области.

2) Стратиграфия континентальных антропогенных отложений, в том числе ледниковых, Закавказья и Кавказа.

3) Корреляция морских и континентальных образований антропогена Понто-Каспия и Восточно-Европейской равнины.

Освещению и обсуждению названных узловых проблем на IV Всесоюзном Советании сопутствовали как научные доклады и личные контакты участников Советания, так и осмотр многочисленных естественных и искусственных обнажений на территории трех Закавказских республик. Особенное значение имело посещение и ознакомление с результатами исследований обнажений морских осадков в Азербайджане, содержащих обильные фаунистические остатки моллюсков и мле-

копитающих, а также выдержанные слои разновозрастных вулканических пеплов. Аналогичные пеплы наблюдались во время экскурсий Совецания в Армении и Грузии, что убедительно показало большую перспективность применения тафрохронологического метода для корреляции четвертичных отложений закавказских республик.

Публикуемые в сборнике 49 статей 99 авторов представляют собой не только доклады, заслушанные на Совецании, но и в значительной степени оригинальные статьи, подготовленные к этому Совецанию советскими четвертичниками. Они познакомят читателей с результатами исследований как по ключевым, узловым проблемам антропогена, так и по некоторым общим вопросам стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода, а также по отдельным частным вопросам четвертичной геологии различных областей СССР. Публикуется 4 доклада иностранных участников Совецания.

За последние годы имеются крупные достижения советских ученых в изучении геологии и палеогеографии четвертичного периода Закавказья, особенно в исследовании фауны морских моллюсков, фауны крупных млекопитающих, стратиграфии морских и озерных отложений, черноморских и каспийских террас, древних оледенений, геоморфологии, геологии и палеолита и др.

Однако, как показало IV Всесоюзное Совецание, советские исследователи еще недостаточно используют те огромные возможности для познания четвертичного периода, которые могут возникнуть перед всесторонним изучением антропогена Закавказья и Кавказа. Необходимо всемерно развивать в ближайшие годы исследование геологии и палеогеографии четвертичных отложений Армении, Азербайджана и Грузии. Эти исследования несомненно приведут к выдающимся результатам в деле региональных, республиканских, всесоюзных и глобальных геологических корреляций.

Г. И. ГОРЕЦКИЙ

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД НА КАВКАЗЕ И В
ЗАКАВКАЗЬЕ

А. Т. АСЛАНЯН

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПЛИОПЛЕЙСТОЦЕНА АРМЯНСКОЙ ССР

Понтийские горы, Триалетский хребет, Малый Кавказ, хребты Карадаг и Эльбурс представляют собой систему кулисообразно эшелонированных мегантиклинорий, возникших в основном в миоплиоценовое время и продолжающих медленно вздыматься в четвертичное время. Региональный комплекс Армянской Республики занимает основную часть Малого Кавказа и тяготеющих к нему предгорных депрессий, выполненных миоплиоценовыми и плейстоценовыми отложениями.

В течение последних 30 млн. лет в пределах Армянского нагорья наиболее крупные складчатые перестройки были в промежутке между средним олигоценем и средним миоценом и между верхним миоценом и верхним плиоценом; трансгрессии моря имели место в гельвете, тортона, сармате, мэотисе, понте, а в смежных низменных областях также в верхнем акчагыле, апшероне, баку, хазаре, хвалыне.

В палеотектоническом плане Малый Кавказ делится на две крупные структурно-фациальные области: северо-восточную эвгеосинклинальную (в составе Антикавказского и Севанского поясов) и юго-западную многоэосинклинальную (Среднеараксинский пояс).

Реперами для неотектонических построений служат:

а) в пределах Антикавказского пояса—субгоризонтально залегающие трансгрессивные морские отложения тортона (конкские слои), в Ноемберянском и Шамхорском районах на высоте 700—800 м над уровнем моря;

б) в пределах Севанского пояса—трансгрессивные морские отложения тортона, сармата, мэотиса, понта (последний на высоте около 2000 м в бассейне оз. Севан—капканский горизонт);

в) в пределах Араксинского пояса— миоплиоценовые вулканогенно-осадочные образования, полого залегающие на складчатом пестроцветно-соленосном комплексе сармата, тортона, гельвета и обнажающихся на отметках 700—1500 м.

По подошве тортонских (конкских) морских отложений весь Малый Кавказ и прилегающие районы рисуются в виде обширной пенепленизированной волнистой равнины, заложенной на глыбово-складчатом основании эпибайкальского, эпигерцинского и киммерийско-альпийского возраста.

В Армянском нагорье сохранились макроскульптурные формы рельефа, погребенные под разновозрастными лавами вплоть до миоплиоцена.

В Антикавказском поясе после тортона реки врезались на глубину минимум до 1400 м (ущелья рр. Дебед, Агстев, Шамхор и др.); в днища их вложены обратно намагниченные лавы акчагыльского возраста, подошва которых в среднем течении р. Дебед располагается в настоящее время на высоте 450—650 м над уровнем моря.

В Севанском поясе миоплиоценовые (мэотис-понт) андезитовые лавы, их брекчии и пемзы залегают на речных террасах высотой от 400 м до 20—30 м, а также на террасовидных уступах высотой до 800—1000 м (ущелья рр. Памбак, Верхний Агстев, Далар, Мармарик, Верхний Раздан). В этом же поясе долеритовые лавы акчагыла вложены в тальвеги рек, отстоящие от верхних пенепленов на 1000—1500 м (среднее течение р. Касах, истоки р. Раздан, среднее течение р. Воротан).

В Араксинском поясе указанные долеритовые лавы в виде обширных покровов вуалируют складчатые отложения сармата, тортона, гельвета и более древних возрастов (по данным бурения).

Лавы четвертичного возраста, принадлежащие к трем основным фазам излияний, вложены в ущелья, которые были выработаны в толще долеритовых базальтов акчагыла и в более древних комплексах пород и лежат зачастую на хорошо прослеженных и датированных галечных террасах, расположенных на относительных высотах 10—15 м, 25—30 м, 45—50 м, 70—80 м, 120—140 м, 180—220 м. Галечники последней террасы образуют в Тавро-Кавказском орогене обширные покровы, местами залегают на долеритовых лавах и фациально переходят в морские отложения верхнеапшеронского возраста.

Вулканические пеплы, отмеченные в морских отложениях акчагыла, апшерона, баку, хазара и хвалына Куринской депрессии, увязываются полностью с основными фазами новейшего вулканизма Армении.

Биостратиграфическая характеристика новейших отложений Армянского нагорья основана главным образом на находках *Hipparion gracile* (понт), *Hipparion sp. nov. var.*, *Elephas planifrons* (верхний плиоцен), *Elephas trogontherii* (миндель-рисс), *Elephas primigenius* (рисс-вюрм), а также на материальной культуре нижнего, среднего и верхнего палеолита, мезолита, неолита и энеолита.

Вздымание мегантиклинория Малого Кавказа сопровождалось его короблением, причем прогибаниям и трансгрессиям в соседних Рионско-Куринской и Анатолийско-Иранской межгорных депрессиях соответствовали поднятия мегантиклинория, углубление речных долин и вулканическая активность. Имеющиеся здесь озерные бассейны как ископаемые, так и современные, связаны почти исключительно с лавовыми запрудами (Сисианский, Севанский, Егвардский, Воскевазский, Апаранский, Памбакский бассейны и др.) и тектоническими прогибаниями (Арабатский и Ленинанканский нижнечетвертичные бассейны). В отдельных случаях лавовые запруды создавались неоднократно (оз. Севан 3—4 раза—в нижнем плиоцене, верхнем плиоцене и верхнем антропогене). Нижняя половина Ленинанканской озерной толщи сопоставляется с бакинскими-чаудинскими слоями, а верхняя половина с *Elephas trogontherii*-с нижнехазарскими-древнеэвксинскими слоями Черноморско-Каспийской области. В низах отложений бакинского яруса района ст. Акстафа встречены остатки *Archidiskoden cf. wüsti*.

В послетортонском—доверхнеплиоценовом рельефе Армении преобладали прямые структурные формы (антиклинальные хребты и синклиналильные долины), в посленижнеплиоценовом рельефе—все учащающиеся скульптурные и обратные формы, куэсты и унаследованные фрагменты прямых форм, особенно синклиналильных; из наложенных форм преобладают неовулканические массивы, лавовые покровы и

потоки, чингили, запрудные озерные чаши; из ледниковых форм—троги, моренные гряды, флювиогляциальные шлейфы, небольшие озерные чаши; из оротектонических форм—овальные депрессии, диапиры и флексуры; из наносных форм—конусы выносов, оползневые массивы, глыбовый делювий; из хемогенных форм—травертиновые щиты и карстовые пустоты.

В верхнеплиоценовое и антропогеновое время наблюдается последовательное сокращение площадей все более древних форм и последовательное увеличение предгорных ступеней за счет разъедания склонов.

Наиболее примечательной особенностью неогеологического этапа развития Армении является бурный вулканический пароксизм в нижнем-среднем плиоцене (атисская липарит-обсидиановая и вохчабердская андезито-дацитовая толщи), в верхнем плиоцене (долеритовые и другие лавы Арагацского, Ишхансарского массивов, Котайкского плато и их аналоги), в нижнем, среднем и верхнем плейстоцене (андезито-базальты, андезито-дациты, дациты и дацитовые игнимбриты Центрального вулканического нагорья Армении).

Все очаги вулканической активности входят в неовулканическую дугу Передней Азии, прослеживающуюся от Мраморного моря в Армянское нагорье и далее на юго-восток в область оз. Урмия на 2000 км. Преобладающими в поясе являются андезиты, андезито-базальты, частично дациты и экструзивные перлиты. При этом широко развитые по всему Армянскому нагорью долеритовые базальты верхнего плиоцена относятся к производным толентовой магмы и обнаруживают обратную намагнитченность. Абсолютный возраст их, по данным Лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Армянской ССР—3,5 млн. лет.

С самыми нижними горизонтами лавового комплекса, залегающего непосредственно на лагунных отложениях миоцена, связано молодое (6—7 млн. лет) на Кавказе магнетит-апатитовое промышленное оруженение (рудоносные андезиты Капутанского месторождения недалеко от Еревана), парагенетически ассоциирующиеся с дайками и штоками габбро-сиенитов.

Указанный неовулканический пояс входит в состав высокоактивного неотектонического пояса Передней Азии и включает многочисленные разрывные нарушения, молодые грабены, овальные депрессии и глыбовые поднятия. Подавляющее большинство очагов разрушительных землетрясений, зарегистрированных армянскими летописцами за последние 1000—1500 лет, локализовано во внутренней (южной) дуге рассматриваемого пояса, а вулканические очаги—преимущественно во внешней его дуге, отмеченной большими отрицательными аномалиями силы тяжести (в редукции Буге). Согласно действующим ныне нормам антисейсмического строительства в сегменте неотектонического пояса в направлении от Ахалкалакского нагорья к Зангезуру (вместе с бассейном верхнего и среднего течения Аракса) могут иметь место землетрясения силой до 8—9 баллов, а в более северных районах страны—6—7 баллов (Сомхето-Карабахская и Севано-Амасийская зоны).

Отчетливые следы регионально выраженного оледенения в четвертичное время установлены для среднего и верхнего плейстоцена. Ледники покрывали все высокогорные (более 2300 м над уровнем моря) области Армянского нагорья. С позднегюнцским временем сопоставляются огромные галечные покровы верхнеапшеронской террасы (Советашенской, Ахавнадзорской, Цавской и др.), рассматриваемые как свидетельство пльвиальных условий. При этом полностью отрицается непосредственная связь оледенений с неотектоническими поднятиями, размах которых за все плейстоценовое время не превышал 220 м.

Согласно приведенным выше данным, темп общего сводового поднятия Малого Кавказа за все плиоценовое и плейстоценовое время составил 1 см за 50 лет (2000 м за 10 млн. лет—наличие раннеплиоценовых или капканских водорослевых известняков в горизонтальном залегании на высоте 2000 м на юго-западном побережье оз. Севан). Тот же темп поднятия сохраняется для верхнего апшерона и всего плейстоцена (200 м за 1 млн. лет).

Для Малого Кавказа характерно погружение верхнеплиоценовых галечных и лавовых террас в направлении от предгорных депрессий Куры и Аракса вглубь нагорья, вплоть до состояния полной инверсии. Более древние террасы обнаруживают обратную тенденцию (картина ножиц).

В пределах Малого Кавказа подошва земной коры располагается на 2—3 км ниже, а кровля коры—на 2—3 км выше, чем в Куринской и Араксинской депрессиях. Возможно, что указанные выше взаимоотношения между разновозрастными террасами и формами рельефа связаны с изостатическими движениями и изгибными деформациями коры (средняя мощность в Армянском нагорье 52 ± 2 км).

Важнейшими полезными ископаемыми, связанными с плиоплейстоценовыми отложениями, являются разнообразные лавы, туфы, пемзы, шлаки, перлиты, обсидианы, травертины, ониксовидные мраморы, диатомиты, вулканические и озерно-речные пески, торф и лигниты, а также подземные воды, приуроченные к озерным артезианским бассейнам, подлазовым речным долинам, внутрилазовым ошлакованным и трещиноватым горизонтам, конусам выноса и подрусловому аллювию. По запасам и качеству сырья апатит-магнетитовое месторождение, залежи перлитов, диатомитов, игнимбритовых туфов и травертинов уникальны.

Анализ материалов по геологии плиоплейстоцена Армянского нагорья не противоречит представлению, согласно которому Тавро-Кавказская геосинклиналь возникла на основе пиролитовой мантии, пронизанной сетью контракционных зияющих трещин глубокого заложения, и в фанерозойское время развивалась в условиях перманентного сжатия и изостатических движений мозаично построенной коры между Русской и Аравийской платформами.

Важнейшими задачами в исследовании плиоплейстоценовых отложений Армении являются:

а) изучение литологического состава осадочных образований предгорных и межгорных впадин и озерных бассейнов;

б) уточнение стратиграфии важнейших формаций, определение абсолютного их возраста—в первую очередь вохчабердской толщи, котайкских долеритовых базальтов, ахавнадзорской галечной террасы, сисианской диатомитовой толщи, галечных террас плейстоцена притоков Куры и Аракса;

в) определение соотношений между лавовыми покровами, галечными террасами, моренными, озерными и морскими отложениями;

г) дополнительные сборы и монографическое описание фауны флоры, спор и пыльцы, стратиграфическая увязка фауны и материальной культуры;

д) бурение единичных картировочно-параметрических скважин в районах развития плиоплейстоценовых отложений большой мощности (Арагац, Ишхансар, Сисианский и Севанский артезианские бассейны и др.);

е) производство прецизионных геодезических наблюдений по нескольким профилям вкрест простирания Малого Кавказа для изу-

чения новейших деформаций, особенно вкрест простирания разломов и флексур глубокого заложения;

ж) составление сводной карты плиоплейстоценовых отложений в м. 1 : 200000 и специализированных карт м. 1 : 100000 и крупнее для площадей со сложной литофациальной характеристикой;

з) составление неотектонической карты в м. 1 : 200000 с показом на ней всех активных структурных форм и элементов; составление на этой основе карты сейсмологического районирования;

и) многомерный анализ геологических явлений плиоплейстоцена и интерпретация данных этого анализа под углом зрения эволюции земной коры и подкоровых зон; изучение магнитного и гравитационного полей сейсмоактивных и вулканических зон; исследование вопросов металлогенической специализации различных типов неовулканических пород.

ДОСТИЖЕНИЯ И ДАЛЬНЕЙШИЕ ЗАДАЧИ В ОБЛАСТИ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА АЗЕРБАЙДЖАНА

Азербайджан в альпийской складчатой системе юга СССР и Кавказа является одним из уникальных регионов, где четвертичные отложения пользуются широким площадным распространением, имеют большую мощность, представлены полным фаунистически охарактеризованным разрезом, большим генетическим разнообразием и характеризуются определенной складчатостью. Четвертичные отложения Азербайджана богаты различными полезными ископаемыми; с ними связаны балластовый и строительный материалы, магнетитовые и кварцевые пески, огнеупорные глины и подземные воды. Они служат основанием для различных сооружений промышленного, жилищного и сельскохозяйственного значения, в них прокладываются ирригационные системы, железные, шоссе и грунтовые дороги, сооружаются искусственные моря и водохранилища.

Наибольшим развитием четвертичные отложения пользуются на юго-восточном погружении мегантиклинория Большого Кавказа, в Куринской межгорной впадине, образованной между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа, в передовых прогибах Азербайджанской части Большого Кавказа и горной системы Талыша, а также на южном склоне Малого Кавказа. Максимальная мощность этих отложений в межгорной впадине достигает 1200 м, в отдельных участках южной котловины Каспия возрастает до 1500 м.

Несмотря на широкие геологические исследования, которые проводились в Азербайджане, изучению четвертичных отложений долгое время не уделялось должного внимания. Только за последние 20 лет началось систематическое изучение этих отложений, в результате чего проведена их крупномасштабная геологическая и геоморфологическая съемки, пробурены несколько тысяч скважин и детально изучена фауна и литология.

В настоящее время изучение четвертичных отложений ведется в различных направлениях. Детально изучена фауна и стратиграфия этих отложений (Д. А. Агаларова, Э. М. Асадуллаев, Б. Г. Векилов, Т. Г. Гаджиев, Е. Х. Гейвандова, Х. М. Шейдаева-Кулиева, П. В. Федоров и др.) и создана уникальная по своей полноте шкала плейстоцена Азербайджана, принятая в настоящее время для всей Каспийской впадины. В ней выделены следующие подразделения: нижний плейстоцен, включающий снизу вверх тюркянские слои и бакинский горизонт и в кровле мингечаурские слои, являющиеся возрастным аналогом урунджикского горизонта Туркмении; средний плейстоцен—хазарский горизонт, в котором выделяются нижнехазарские (гюргянские) и верхнехазарские

слои; верхний плейстоцен—хвалынский горизонт, представленный нижне- и верхнехвалынскими слоями и голоцен—новокаспийский горизонт. Все эти стратиграфические единицы охарактеризованы руководящим комплексом моллюсковой фауны, выдерживающейся в зонах распространения морских отложений антропогена.

Детально изучено на Апшеронском полуострове Бинагадинское захоронение четвертичной позвоночной фауны, находящейся в кировом покрове, подстилающемся морскими прибрежными осадками хазарского возраста. Здесь обнаружено 39 видов млекопитающих, 104 вида птиц, 1 вид рептилий, 107 видов различных жуков и насекомых, 4 вида моллюсков и 8 видов растений. Этому природному музею посвящен специально красочно оформленный альбом Р. Джафарова.

Богатый материал, имеющий важное стратиграфическое значение, накоплен и в результате геолого-археологических исследований (Д. В. Гаджиев)—изучены стоянки древнего человека, найденные в Казахском, Джейранчельском, Гадрутском (Азыхская пещера) и др. районах и определен возраст (ашельский и мустьерский) этих стоянок.

С целью уточнения нижней границы антропогена начались работы по палеомагнитным исследованиям четвертичных отложений Азербайджана (Т. А. Исмаилзаде, М. А. Певзнер и др.). Проведены детальные исследования в области изучения неотектонических движений и отражений их в структурном плане Азербайджана (М. Г. Агабеков, Ш. А. Азизбеков, Ф. С. Ахмедбейли, Б. В. Григорянц, А. В. Мамедов, Э. Ш. Шихалибейли и др.). Установлено, что одни структуры в четвертичных отложениях являются новообразованными, а другие унаследованными; все зоны республики и в значительной мере предгорья продолжают испытывать воздымание, а депрессионные зоны—прогибание. Дифференцированность неотектонических движений на территории Азербайджана обусловила окончательное формирование крупных структурных элементов мегантиклинорий Большого и Малого Кавказа, Куринской депрессии и Каспийской впадины. Анализ фактического материала показал, что в четвертичном периоде зоны депрессий постепенно сокращаются, что связано с преобладанием восходящих движений вдоль их бортовых частей. На основании данных бурения и сейсморазведки ведутся неотектонические исследования в пределах южной котловины Каспийского моря (И. Г. Гасанов, К. А. Исмаилов) и по данным изопахит высказывается мнение о росте складок в антропогене в процессе осадконакопления.

Плейстоцен является завершающим этапом в истории развития и становления современного рельефа Азербайджана. С этим периодом связано формирование высокогорного рельефа Большого и Малого Кавказа и его дифференциация на вертикальные геоморфологические пояса. В плейстоцене формировались молодые складчатые предгорья междуречья Иори и Куры, Аджинаура и Ленгезиско-Алятской зон. В это время образовались низкогорья Кобыстана, Апшеронского полуострова и Юго-восточной Ширвани. Формировались аккумулятивные равнины Кура-Араксинской, Самур-Дивичинской и других низменностей. Завершилось морфологическое и тектоническое обособление Алазано-Агричайской депрессии. В пределах Азербайджанского побережья формировались тектонико-грязевулканический рельеф (акватория Бакинского архипелага), абразионно-скульптурные (акватория Апшеронского архипелага) и аккумулятивные подводные равнины.

В высокогорной части Большого и Малого Кавказа установлены следы двух-трех оледенений (Б. А. Антонов, Б. А. Будагов, Н. В. Думитрашко, Д. А. Лилиенберг, Р. Я. Кулиев, М. А. Мусеилов и др.). Наи-

более четко в современном рельефе сохранились следы средне-позднеплейстоценового (Б. Кавказ) и позднеплейстоценового (М. Кавказ) оледенений. Установлено 3—5 стадий отступления последнего оледенения.

В течение указанного этапа развития рельефа Азербайджана завершилась окончательная перестройка речных долин, формирование комплекса морских и речных террас. На территории республики выделяются в среднем от восьми до пятнадцати морских террас в интервале высот от 20—22 до 380—390 м и от 6 до 14 и больше речных в интервале высот от 1—3 до 260—280 м (Б. А. Антонов, М. А. Абасов, Б. А. Будагов, М. П. Гаджиев, М. А. Мусейбов, Д. А. Лилиенберг, П. В. Федоров, Н. Ш. Ширинов и др.). Выявлены основные формы вулканического рельефа (вулканические массивы, лавовые покровы, плато, потоки, шлаковые конусы и др.) и их характерные морфологические особенности (Ш. А. Азизбеков, М. П. Гаджиев, Н. В. Думитрашко, Р. Я. Кулиев, Е. Е. Милановский, К. Н. Паффенгольц, Х. К. Танры, Н. Ш. Ширинов и др.). Установлено, что рельеф грязевых вулканов (Б. А. Будагов, А. А. Якубов и др.) предопределяется главным образом характером подстилающей поверхности, морфологическими особенностями структур, интенсивностью извержения, мощностью и литологией пород, образующих грязевулканическую брекчию.

Выявлены основные закономерности формирования современных берегов побережья Каспия и факторы, обуславливающие их (Б. А. Антонов, М. В. Кленова, О. К. Леонтьев, Н. Н. Мехтиев, А. И. Халилов, В. В. Шарков, Н. Ш. Ширинов и др.). Выяснено, что формирование современных берегов Каспия в целом носит унаследованный характер. Тенденция усиления абразии, наблюдаемая в последние десятилетия, связана с относительной стабилизацией уровня моря и резким уменьшением стока речных наносов.

Проведены исследования в области четвертичного вулканизма (Ш. А. Азизбеков, Р. Н. Абдуллаев, А. Т. Ахвердиев, А. Э. Багиров, Р. С. Багирова, Т. Г. Гаджиев и др.), в результате чего выделены этапы и фазы его деятельности, составлены карты вулканических образований, иллюстрирующие природу извержений и взаимоотношения лавовых, пирокластических и субвулканических образований, дана петрографическая, петрохимическая и геохимическая характеристики этих вулканитов. Четвертичный вулканизм Азербайджана, проявившийся после вулканической активности плиоцена и кратковременного затишья, приурочен к сейсмоактивным зонам, занимающим в неотектоническом этапе поднятое положение альпийского фундамента (обусловленное дифференцированными сводово-глыбовыми движениями), на фоне которого получили развитие наложенные прогибы, имеющие поперечную ориентацию по отношению к основным структурно-формационным зонам мегантиклинория Малого Кавказа. Зоной активного вулканизма в Азербайджане является Кельбаджарская мульда с переходом в сопредельные районы Армении и Грузии—Сисианскую, Севанскую и Цалка-Ахалцихскую грабенообразные депрессии. Многоактные вспышки вулканизма позволили выделить четыре стадии (ранне-средне- и позднеплейстоценовые и голоценовая) вулканической активности, разделенные соответствующими периодами. В каждой стадии эксплозивная деятельность сменяется лавовыми излияниями, представленными породами от андезитов к андезито-базальтам-базальтам и оливиновым их разновидностям. Продукты эксплозии сложены вулканическими бомбами, шлаками, лапиллями, вулканическими песками и агглютинатами.

Литологические исследования проводились с учетом палеострук-

турных и палеогеоморфологических особенностей, которыми отличалась территория республики к началу антропогенного периода.

В генетическом отношении четвертичные отложения характеризуются большим разнообразием. Среди них выделяются морские, континентальные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования, имеющие пестрый фациальный состав. Четвертичный бассейн отличался расчлененностью береговых линий, которые были осложнены заливами, островами и банками и имели геосинклинальный режим осадконакопления.

В морских отложениях, в каждой стратиграфической единице выделяются фации от сравнительно глубоководной до мелководной и приорежной. Формирующиеся по периферии бассейна континентальные отложения наибольшее развитие имеют в пределах северного и южного бортов межгорной впадины и в передовом прогибе азербайджанской части Большого Кавказа. Меньше они развиты на юго-восточном погружении и в предгорной части Талыша. Представлены континентальные отложения аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, делювиальными, озерными и озерно-болотными, эоловыми, селевыми и ледниковыми генетическими разностями.

Вулканогенно-осадочные образования распространены на юго-восточном склоне Малого Кавказа (долина Агогланчая). Они представлены туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами среднего и основного составов. К этим генетическим разностям относятся и телепирокластические породы, присутствующие как в морских, так и континентальных фациях антропогена. Методом тефрохронологии произведено сопоставление континентальных отложений с фаунистически охарактеризованными морскими и освещены для отдельных зон палеогеографические условия рассматриваемого периода. В результате составлены следующие карты: геолого-литологическая, фаций и мощностей терригенно-минералогических зон и геохимических фаций.

Изучение генетических особенностей современных донных осадков Каспия (М. В. Кленова, Л. С. Кулакова, Л. И. Лебедев, В. Ф. Соловьев, Н. В. Пашалы и др.) проводилось и проводится с целью восстановления истории формирования плиоценовых бассейнов, с которыми связано образование нефтеносной продуктивной толщи Азербайджана.

Следует отметить специальные исследования современных донных осадков искусственных водохранилищ, в частности, наиболее крупного из них—Мингечаурского, которое служит для многолетнего регулирования стока р. Куры. Литологические исследования здесь ведутся с целью прогнозирования скорости заиления водохранилища и выработки мероприятий по борьбе с ним (Д. М. Сулейманов, Э. А. Мкртычян).

Ведутся исследования по инженерно-геологическим свойствам грунтов четвертичных отложений, как оснований для различных сооружений (гидротехнических, промышленных, гражданских и др.) в отраслевых (Гипроморнефть—А. Гусейнова, Д. А. Гасанова) и академических институтах (Институт геологии—Ф. С. Алиев). Кроме того, исследуются физико-геологические процессы и явления (оползни, карст, обвалы и др.—Д. А. Султанов) в четвертичных отложениях и изучаются лессовидные породы (И. С. Башинчагян), имеющие наибольшее развитие в предгорных зонах.

Из полезных ископаемых детально изучены подземные воды (М. М. Мамедъяров, А. А. Мусаев, А. Панахов), дан их режим, баланс, выявлен химический состав и проведено их гидрогеологическое районирование.

Из выделенных 8 артезианских бассейнов четвертичных отло-

жений (Куба-Хачмасский, Апшероно-Кобыстанский, Кура-Араксинский, Нуха-Закатальский, Аджинаур-Джейранчельский, Кировабад-Казахский, Нахичеванский, Ленкорань-Талышский) самыми водообильными являются Куба-Хачмасский, Кура-Араксинский и Кировабад-Казахский. Третья очередь Бакводопровода также проектируется на воды, связанные с четвертичными отложениями. Из других полезных ископаемых изучен строительный и балластный материал, туфы, пирокластические породы и диатомиты, используемые как гидравлическая добавка, а также магнетитовые пески, приуроченные к четвертичным отложениям пляжевой и прибрежной зоны Ленкоранского района.

О степени изученности отложений четвертичного времени свидетельствуют публикации многочисленных статей, посвященных выяснению разных вопросов четвертичного периода, монографий по литологии, неотектонике, геоморфологии, карты геолого-литологической, неотектонической, фаций и мощностей терригенно-минералогических зон, геохимических фаций, атласа моллюсковой фауны, грязевых вулканов и др.

Несмотря на значительные достижения, достигнутые в области четвертичной геологии, до сего времени остается ряд нерешенных вопросов или требующих дополнительных исследований. К числу их относятся:

а) дальнейшая разработка и детализация Каспийской стратиграфической шкалы с целью познания геологической истории Каспия и сопоставления с имеющейся шкалой плейстоцена юга и юго-востока Европы, используя при этом не только данные макро- и микрофауны, но и спорово-пыльцевой анализ, палеомагнетизм и др;

б) более углубленное изучение четвертичного литогенеза с целью сопоставления морских и континентальных образований, а также выяснение фаций и палеогеографических условий, наиболее благоприятных для локализации в них полезных ископаемых;

в) широкие вулканологические и геоморфологические исследования по отдельным эпохам четвертичного периода, а также изучение новейших и современных тектонических движений;

г) дальнейшее изучение геологии грязевого вулканизма в аспекте его связи с нефтегазоносностью, сейсмичностью и колебанием уровня Каспийского моря;

д) уделение особого внимания изучению полезных ископаемых, приуроченных к четвертичным отложениям и их генетической связи с особенностями формирования последних.

Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРУЗИИ И ПРОБЛЕМЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение плейстоценовых отложений на территории Грузии и Кавказа до последнего времени проводилось в основном по двум направлениям: исследовались древнеледниковые отложения Кавказа и изучалась стратиграфия черноморских и каспийских отложений.

Неледниковые континентальные генетические типы четвертичных отложений на Кавказе и, в частности, на территории Грузии, имеющие важное значение для народного хозяйства страны, изучены слабо. Этот пробел необходимо восполнить. Все еще остаются предметом дискуссии многие основные вопросы четвертичной геологии Кавказа (о мощности плейстоценовых оледенений, стратиграфии отложений террас Черноморского побережья и др.).

Первые попытки выделения на Кавказе нескольких ледниковых эпох, совпадающих с эпохами, приведенными для Альп Пенком-Брюкнером, принадлежат А. Л. Рейнгарду, Л. А. Варданянцу, К. Н. Паффенгольцу и др. Однако ряд исследователей в последнее время не считает правильным перенесение альпийской схемы оледенения на Кавказ, считая, что в пределах этой горной системы достоверно сохранились следы только двух ледниковых эпох, соответствующих апшеронскому времени и вюрмской (хвалынского время) ледниковой эпохе в Альпах.

За гюнцские ледниковые отложения А. Л. Рейнгард принял конгломераты Куссарской наклонной равнины, Кабардинского хребта и Хумари на Кубани. По мнению В. П. Ренгартена, следы гюнцкого оледенения встречаются также в долинах рр. Ассы, Терека и в Душетском районе (галечники горы Гургала.). Но геологическое строение упомянутых отложений не дает полной уверенности в их ледниковом происхождении. В последнее время Е. Е. Милановским были описаны морены, залегающие под лавовыми потоками на водоразделе рр. Черка и Чегема, и отнесены им к верхнему плиоцену, т. е. к гюнцской эпохе.

По нашему мнению, весьма сомнительным является принадлежность к ледниковым образованиям галечных накоплений и конгломератов верхнего плиоцена, имеющих большое распространение на территории Грузии, Предкавказья, Армении, Азербайджана и Сев. Ирана.

В восточном Закавказье конгломераты континентального происхождения занимают обширные территории в Кура-Алазани-Агричайской депрессии. По мнению Н. В. Думитрашко, Б. А. Антонова, С. А. Ковалевского и др., валунно-галечные отложения Восточной Грузии (алазанская серия) и аналогичные отложения Советашенской, Ахавнадзорской и Акеринской равнин, Дуздагского (Азербайджан), а также Вохчабердского плато в Армении относятся к флювиогляциальным образованиям и связаны с таянием ледников в апшеронском веке.

Детальное изучение геологических разрезов конгломератовой толщи алазанской и базалетской серий Восточной Грузии, а также аналогичных отложений Армении, Азербайджана, Турана и бахтиарской серии Сев. Ирана, приводит к заключению об аллювиально-пролювиальном, а не флювиогляциальном происхождении этих отложений.

Верхнеплиоценовая конгломератовая толща Кавказа, в частности Грузии, не может быть увязана с оледенением того же времени, уже исходя из большой мощности этих отложений (1000 и более метров). Флювиогляциальные галечники плейстоценовых ледниковых эпох по долинам главных рек Кавказа имеют мощность, не превышающую сотню метров, и измеряются десятками метров. Если допустить непосредственную генетическую связь галечниковой толщи с тальми водами в верхнем плиоцене, то из этого должно следовать, что оледенение в это время имело покровный характер. Такое предположение не подтверждается (во всяком случае, на территории Грузии) ни геологическими, ни геоморфологическими, ни палеоботаническими данными.

Анализ фаций континентальных отложений Кавказа, Средней Азии, Ирана, Передней Азии и Северной Африки (Сахара) приводит к заключению о существовании плювиального режима во время накопления верхнеплиоценовых (апшеронский век) конгломератовых толщ. С ним связано интенсивное размывание воздымающихся горных сооружений Кавказа бурными речными потоками в условиях долговременных дождей, снос огромного количества терригенного материала и его аккумуляция в межгорных депрессиях и равнинах Предкавказья и Закавказья.

Доказательством не ледникового, а умеренно-теплого климата во время накопления конгломератовой толщи является нахождение ископаемой флоры в апшеронских отложениях алазанской серии: *Juglans regia* L., *Salix caprea* L., *Corylus avellana*, *Quercus cerris* L., *Acer ibericum* M. V., *Populus alba* L.

На Главном Кавказском хребте сохранились более или менее достоверные признаки трех плейстоценовых ледниковых эпох. Нижнеплейстоценовые отложения в виде боковых морен наблюдаются на склонах и водораздельных гребнях в верхнем и среднем течении главных рек северного и южного склонов Главного Кавказского хребта. На южном склоне названного хребта следы древнего оледенения наблюдаются также на относительно выровненных поверхностях водоразделов верховий рр. Ингури и Риони, по водоразделам между ледниковыми бассейнами Шхара, Халдэ, Адиши, Загар и вблизи сел. Латали на 450—580 м выше современного уреза реки. На том же высотном уровне наблюдаются остатки древних морен в бассейнах рр. Гвандра и Сакени. Характер морен, их гипсометрическое положение относительно моренных образований последнего оледенения позволяют отнести сохранившиеся фрагменты к миндельской или, согласно местной схеме, загарской ледниковой эпохе (эльтюбинская морена—по Е. Е. Милановскому). Следы миндельского оледенения отмечаются и на северном склоне Главного Кавказского хребта в долинах Терека, Баксана, Черека, Кубани (А. Л. Рейнгард, Л. А. Варданянц, Е. Е. Милановский, П. В. Ковалев, Д. В. Церетели и др.).

Остатки морен рисской (лахамской) ледниковой эпохи сохранились по долинам рр. Риони, Ингури, Кодори, Амткели, Мзымта на 250—300 м выше современного их уреза и, соответственно, на 200—250 м выше вюрмских морен. Район распространения ледниковых отложений рисской эпохи по долинам названных рек совпадает или несколько превышает ареал максимального распространения вюрмских ледниковых отложений. Абсолютная высота развития остатков рисских ледниковых

отложений варьирует от 1000 м (долина р. Кодори) до 1400—1700 м (центральная часть южного склона Б. Кавказа).

Морены последней ледниковой эпохи (ненскринской) на Кавказе, как правило, имеют хорошую сохранность и широкое распространение. Огложения максимальной стадии вюрмских ледников в западной части Кавказа встречаются на абсолютных высотах от 630 до 720 м (Мзымта, Кодори, Ненскра).

В центральной части Кавказа предел максимального распространения вюрмских ледников был расположен выше. На южном склоне Б. Кавказа конечные морены спускаются до 900—1100 м (Ингури, Риони), а в восточной части—до 1550—1800 и даже 2000 м. На северных склонах Главного Кавказского хребта абсолютные отметки максимальной стадии вюрма лежат в пределах 900—1200 м.

На Южно-Кавказском нагорье в пределах Грузии следы последнего оледенения наблюдаются на вершинах абсолютной высотой более 2000 м. По утверждению ряда исследователей, ледники вюрмской эпохи не спускались ниже 2200 м (Л. И. Маруашвили, Н. В. Думитрашко и др.), по данным других исследователей, на Южно-Кавказском нагорье и в складчатой зоне Антикавказа, вюрмские морены встречаются на абсолютных высотах 1300—1500 м (П. Д. Гамкрелидзе, Н. А. Канделаки, Г. М. Майсурадзе, Д. В. Церетели). Следы довюрмского оледенения отмечаются на Гегамском нагорье и на Арагаце (К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, Н. В. Думитрашко, С. П. Бальян и др.).

В соответствии с подсчетом по методу Гефера, граница вечных снегов в вюрмское время в западной части южного склона Главного Кавказского хребта спускалась до 1875—1900 м, в центральной—до 2000—2200 м (местами повышаясь почти до 2500 м), в восточной—до 2600—2800 м (Шахдар).

Почти по всем главным долинам рек морены разных ледниковых эпох хорошо увязываются с флювиогляциальными террасами до выхода рек на предгорные равнины, в область относительных и абсолютных погружений. Система порядкового расположения террас дает возможность их сопоставления, с одной стороны, с морскими террасами, с другой—с ледниковыми отложениями.

Изучение фактического материала позволяет предполагать, что оледенение на Кавказе значительно уступало по мощности оледенению Альп. Снижение снеговой границы до 800—1000 м относительно современной не могло не вызвать смещения границ вертикальных ландшафтных зон. Это подтверждается находками пыльцы травянистых растений в озерных межледниковых осадках окрестностей Местия, а также отсутствием пыльцы древесных пород в зоне распространения современного хвойного и смешанного лесов. Тем не менее, на основании палинологических данных, полученных при изучении флювиогляциальных отложений террас, можно считать установленным, что горно-долинное оледенение на Кавказе не оказало влияния на коренное изменение флоры Колхиды и Восточного Закавказья.

Остатки ископаемой фауны палеолитических стоянок дают косвенное указание на климатические условия ледниковых и межледниковых эпох. Существенное влияние на изменение климата и вместе с тем на характер флоры и фауны оказало не горное, а континентальное оледенение Русской равнины.

Важнейшим регионом для изучения стратиграфии плейстоценовых морских отложений и их корреляции с континентальными образованиями является кавказское побережье Черного моря и, в частности, Колхидская низменность.



Стратиграфия плейстоценовых морских отложений и морфология террас на территории Черноморского побережья Грузинской ССР и смежных районов более или менее хорошо изучены Н. И. Андрусовым, А. Д. Архангельским, Н. М. Страховым, Л. Ш. Давиташвили, А. Г. Эберзиным, Л. А. Варданянцем, Г. И. Горецким, М. В. Муратовым, Е. В. Шанцером, П. В. Федоровым, А. Г. Лалиевым, Д. В. Церетели и др. Однако взгляды большинства исследователей на количество и возраст плейстоценовых террас Черноморского побережья расходятся. На Черноморском побережье Кавказа, кроме современной, наблюдаются еще 5 террасовых ступеней высотой 4—6, 15—25, 40—50, 60—70 и более 100—120 м. Высокие чаудинские и отчасти древнеэвксинские террасы слабо дислоцированы и в зоне поднятия наблюдаются на разных абсолютных отметках. Стратиграфическая схема плейстоценовых отложений Черного моря была разработана Н. И. Андрусовым, А. Д. Архангельским и Н. И. Страховым, выделяющими на Черноморском побережье чаудинские, древнеэвксинские, узунларские, карангатские, новоэвксинские и древнеэвксинские отложения и соответствующие им террасы. П. В. Федоров к ним добавляет новочерноморскую террасу.

Но в связи с тем, что не все порядковые морские террасы находятся на одинаковой абс. высоте и содержат ископаемую моллюсковую фауну, датировка палеонтологическим методом этих террас затруднительна.

Фаунистически охарактеризованная морская терраса в Западной Грузии известна в местности Цвермагала на абс. высоте 130—160 м. Из этой террасы описана фауна: *Didacna tschoudae* Andrus., *D. pseudocrasa* Pavl., *D. aff. eulachia* (Fed.). Vog. *D. baeri-crassa*, *Dreissensia tschoudae* Andrus. и др. (В. Э. Ливенталь, П. В. Федоров). В этих отложениях 60—65 м террасы, относимой к древнеэвксинскому веку, фауна пока не обнаружена. Однако более низкая 45-метровая терраса содержит *Venus gallina* L., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Cardium edule* L., которую П. В. Федоров относит к узунлару, а фауну *Venus gallina* L., *Tapes rugatus* B. D. D., *Cardium edule* L. отложений 15—20-метровой террасы у с. Уреки—к карангатскому веку.

На Черноморском побережье Кавказа фаунистически датированные террасы чауды, древнего эвксина, узунлара и карангата известны в нескольких пунктах (Н. И. Андрусов, Л. Ш. Давиташвили, А. Г. Эберзин, Н. В. Эберзин, П. В. Федоров, Д. В. Церетели и др.). На территории Грузинской ССР плейстоценовые морские террасы лучше всего сохранились в пределах Абхазского побережья, но в районе г. Сухуми на террасах 100—160 м (Яштхва) и 70—75 м (Лечкопи) в чаудинских и древнеэвксинских отложениях фауна не встречается. Эти отложения содержат (in situ) ашельские и мустьерские остатки материальной культуры. Скудная чаудинская фауна была обнаружена лишь на правобережье р. Гумиста. Третья 40—45 м терраса, по данным А. Г. Эберзина, содержит узунларскую фауну: *Cardium edule* L., *Monodacna ex. gr. colorata* Eichw., *Dreissensia polymorpha* Pall., *Syndesmya ovata* Phil., *Neritina* sp. и др. Вблизи ж/д вокзала г. Сухуми в обнажении III-ей 35—45-метровой террасы обнаружена узунларская фауна: *Cardium edule* L., *Tapes* sp. ex. Gr. *pullastra.*, *Tapes* cf. *calverti* Newt., *Mytilus galloprovincialis* Lk., *Scorbicularia plana* Da Costa., *Mactra* sp. cf. *subtruncata* Da Costa. Этот разрез является опорным для датировки относительно выше и ниже лежащих 20—25 м карангатской и 4—8 м древнечерноморской террас.

Собранный за последние годы в результате бурения на Колхидской низменности материал (А. Г. Лалиев, Е. К. Вахания, А. Г. Эберзин,

Д. В. Церетеди) указывает на последовательное залегание всех стратиграфических горизонтов плейстоценовых морских отложений от чаудинских до новочерноморских и отсутствие перерыва между горизонтами.

Общая мощность плейстоценовых морских отложений в Колхидской низменности достигает 450—500 м в прибрежной полосе и постепенно уменьшается в восточном направлении. Она зависит от характера волнообразного рельефа дочетвертичных мелких складок.

Чаудинские отложения в Колхидской низменности в разных местах представлены на разных глубинах. В районе г. Поти они залегают на глубине 160—180 м, а у с. Малтаква на 200—250 м и содержат характерную для этих отложений фауну: *Didacna tschoudae* Andr., *D. baerigrassa* Pavl., *Dreissensia* ex. dr. *tschoudae* Andr.

Из верхнечаудинских отложений (глубина 220—230 м) за последнее время была определена также микрофауна*: *Caspyocypris frapocoidalis* Imn., *Caspiolla venusta* (Zal.), *Bacunella* aff. *roberti* (Zel.), *Advenocypris* sp., *Candona* sp., *Pontonella acuminata*, *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Loxocncha tschoudae* Imn., *Ammoniabeccharii* (Limne) и др. Спорово-пыльцевой анализ из верхнечаудинских отложений Колхидской низменности показал присутствие *Pinus*, *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Sequoia*, *Libocedrus*, *Juglans*, *Carpinus caucasica*, *C. orientalis*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Tilia*, *Salix*, *Alnus*, *Cupressus*, *Pterocarya* и др. Надо отметить, что не встречена пыльца *Cedrus* и *Libocedrus* в отложениях, лежащих выше чаудинского горизонта.

Древнеэвксинский горизонт с фауной: *Adacna* ex. gr. *plicata* Eichw., *Didacna* ex. gr. *crassa* Eichw., *Monodacna* ex. gr. *colorata* Eichw., *Dreissensia* aff. *pontocaspia* и др. вскрытый скважинами в разных частях Колхидской низменности на глубине от 95 до 153 м и имеющий мощность 92—121 м, непосредственно переходит в узунларский горизонт с фауной: *Venus gallina* L., *Mastra subtruncata* Da Costa.

Из древнеэвксинских отложений Патара-Поти были определены представители фораминифер: *Cytherissa* ex. gr. *bogatschovi* Liv., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Leptocythere pirsagatica* Liv., *Trachyteberis azerbaijanica* Livent., *Loxocncha gibboides* Livent., *Bacunella dorsoarcurata* (Zal.), *Leptocythera adulata* Asl. и др. В этом горизонте обнаружена пыльца древесных пород**: *Abies*, *Pinus*, *Picea*, *Taxodium*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Castanea*, *Zelkova*, *Carya*, *Carpinus*, *Salix*, *Alnus*.

В соответствующем горизонте из другой скважины (№ 1, правобережье р. Супсы) И. И. Шатилова определила пыльцу древесных, широколиственных и хвойных пород.

Мощность карангатских отложений Колхидской низменности достигает 78—87 м, постепенно уменьшаясь в восточном направлении. Кроме мактры из этих отложений описаны: *Danacella cornes* Poll., *Dona* sp. *Lubianca* Andr., *Corbulamya meotica* Mil., *Cardium edule* и пыльца древесных пород: *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Carya*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Acer*, *Jlex*, *Evonymus*, *Tilia*.

Новоэвксинские отложения озеро-моря с фауной: *Monodacna pontica* Eichw., *M.* ex. *colorata* Eichw., *Corbicula fluminalis* Müll., *Dreissensia polymorpha* Pal. в среднем не превышают 25—28-метровой толщи.

* Приведенные здесь и ниже определения принадлежат палеонтологу З. А. Имнадзе.

** По определению Н. С. Мамацашвили.

По данным В. П. Слука, в новоэвксинское время исчезают гикори, кипарисовые и таксодиевые, что указывает на похолодание климата и постепенное формирование современного флористического комплекса. Аналогичная картина наблюдается и в Восточной Грузии, где в верхнеплейстоценовых аллювиальных отложениях, датированных в 20000 лет, присутствует пыльца представителей холодолюбивой флоры (И. И. Тумаджанов, Л. К. Гогичайшвили).

После новоэвксинской регрессии в нижне- и в верхнедревнечерноморских бассейнах имели место «понтийская», «колхидская», «эгрисская» регрессивные фазы и последняя «лазская» (нимфейская) фаза трансгрессии, начавшаяся в начале нашей эры, что подтверждается биостратиграфическими и историческими данными последующих исследователей.

Все эти колебания уровня в Черноморском бассейне в послеевксинское время хорошо увязываются с колебаниями послеледникового времени.

Трансгрессии и регрессии Черного моря в плейстоцене тесно связаны, с одной стороны, с тектоническими движениями, проявившимися в зоне обрамляющих акваторию горных сооружений и погружением центральной части Черноморской впадины, а с другой — с ледниковыми явлениями на Русской равнине. Морфология морских террас Черноморского побережья указывает на то, что малые трансгрессивные фазы и поднятия уровня Черноморского бассейна происходили на фоне общей регрессии, имеющей место в постплиоценовое время.

Таким образом, стратиграфия плейстоценовых морских отложений Черноморских террас и, в частности, Колхидской низменности, на данном этапе советскими геологами-четвертичниками в основном уже разработана. Дальнейшие исследования с применением современных методов по датировке абсолютного возраста более глубоких горизонтов позволят уточнить и детализировать существующую стратиграфическую схему.

Сравнительно слабо на территории Грузии изучены: аллювиальные, пролювиальные, элювиально-делювиальные и пещерные отложения, не говоря уже о травертинах и туфовых отложениях плейстоцена. Также слабо разработана их стратиграфия.

Однако более или менее детально изучены аллювиальные террасы бассейнов Куры и Алазани (А. И. Джанелидзе, А. Л. Рейнгард, Л. А. Варданянц, И. Р. Кахадзе, П. Д. Гамкрелидзе, А. Л. Цагарели, Д. В. Церетели и др.). Сделаны попытки корреляции террасовых отложений Куры и ее притоков с ледниковыми отложениями и осадками древнекаспийского моря.

По всей долине р. Куры (после выхода ее из Боржомского ущелья) хорошо прослеживаются 5—6 террасовых ступеней. Репером для корреляции аллювиальных террас Куры с другими морскими и речными террасами Каспия служат террасы в окрестностях Тбилиси, наблюдаемые на относительных высотах 3—4, 10—15, 25—30, 60—70, 110—130, 160—170 и 240—260 м над урезом реки. Две наиболее высокие террасы (160—170 и 240—260 м) большинство исследователей относят к нижнему и верхнему баку. Сопоставление остальных террас с морскими порядковыми террасами в Азербайджане позволяет выделить среди них хазарскую, хвалынскую и новокаспийскую террасы.

Наблюдаемые по среднему течению реки Куры и ее притоков 5—6 аллювиальных террасовых ступеней постепенно погружаются в сторону Каспийского моря и на территории Азербайджана переходят в Куринскую равнину.

В результате бурения установлена мощность аллювиально-пролювиальных отложений Куринской депрессии. В Мухрано-Тирипонской долине она превышает несколько сот метров. В западной части Тирипонской равнины аллювиально-пролювиальные галечники, глины и пески достигают 200—220 м, а в Мухранской долине на берегу р. Ксани—90 м; у р. Нареквави над миоценовыми конгломератами залегают четвертичные аллювиальные отложения мощностью 150—200 м.

Аллювиальные отложения мощностью 200—250 м и более зафиксированы в алазанской межгорной депрессии, Гардабанской степи, на границе Азербайджанской ССР. Судя по данным азербайджанских геологов, мощность плейстоценовых континентальных образований в сторону Каспийского моря возрастает, превышая 1000 м, что несомненно указывает на тектоническое погружение Куринской депрессии в плейстоценовое время.

Изучение морфологии аллювиальных террас, распределение мощности континентальных отложений позволяет восстановить палеогеографические условия межгорной Куринской депрессии в четвертичное время. Накопленный богатый материал, добытый в результате бурения в Куринской депрессии, даст возможность (при совместной работе азербайджанских, армянских и грузинских геологов) скоррелировать континентальные и морские отложения для уточнения их стратиграфии.

Аналогичные исследования аллювиально-флювиогляциальных террас проведены на территории Западной Грузии. При сопоставлении морских и флювиогляциальных порядковых террас больших рек Закавказья видно, что они хорошо коррелируются, что позволяет датировать эти террасы. Нет сомнения в том, что для окончательного уточнения стратиграфии и возраста континентальных отложений требуются дополнительные исследования с применением новых методов, вошедших в практику современных исследований четвертичных отложений.

Важнейшей задачей в исследовании плейстоцена является изучение остатков материальной культуры первобытного человека. Кавказ по природным физико-географическим условиям в продолжении мио-плиоцена и плейстоцена представлял собой регион, где существовали потенциальные возможности для обитания и развития первобытного человеческого общества. Доказательством этого служат остатки (коренные зубы) ископаемой человекообразной обезьяны *Udabnopithecus Gageziesis* из неотических отложений Восточной Грузии местности Удабно, обнаруженные при раскопках гиппарионовой фауны под руководством автора, и неандертальского человека из пещеры Азых (Азербайджан). Промежуточное звено между указанными видами на Кавказе пока не найдено. Нахождение материальной культуры палеолитического человека позволяет думать, что пробел в поисках ископаемого человека и их предков на Кавказе будет постепенно восполнен.

За столетнюю историю археологических исследований на Кавказе и, в частности, на территории Закавказья выявлены и изучены многочисленные пещерные памятники и открыты стоянки палеолитического человека. В многослойных пещерных отложениях Кударо, Сакажиа, Сагварджиле, Джручула и др., а также открытых стоянках по долинам рек Ингури, Окуми, Эрисцкали, Амтели, Галидзга, на террасах Сухуми и во многих пунктах Восточной Грузии, в местонахождениях материальной культуры ашельского, мустьерского, верхнепалеолитического и неолитического человека, обнаружены костные остатки позвоночных животных и птиц (Г. И. Ниорадзе, С. И. Замятин, Н. З. Березенишвили, А. Н. Каландадзе, В. П. Любин, Д. М. Тушабрамишвили, Г. К. Григолия, Л. Д. Церетели, В. Н. Воронов, И. К. Верещагин, Н. И. Бурчак-Абрамович, А. К. Векуа, Л. К. Габуния и др.). Их изучение позволило не толь-

ко проследить условия эволюции материальной культуры первобытного человека, но и восстановить палеогеографические условия его обитания на Кавказе. Многочисленные остатки материальной культуры первобытного человека на Кавказе указывают на формирование разумного человека с начала плейстоцена (миндель-баку) или конца апшеронского века (гюнц-миндель). Может быть, это шельские культурные остатки Армении? В становлении человека, отмечает И. К. Иванова (1972), на первоначальной стадии, как правило, решающую роль сыграла природная обстановка окружающей среды. Для развития ранних гоминид Африки такими природными условиями она считает своеобразную ландшафтно-климатическую обстановку, вулканическую активность и тектонические движения плиоценового времени. Однако найденный поздний австралопитек, датируемый в 2,5 млн. лет и даже *Zinjanthropus*, датируемый в 1750 тыс. лет (Л. Лики), по-видимому, были примитивными видами. Для доказательства их сознательной деятельности и возможности их причисления к высокоразвитому человеку, мыслящему в процессе создания орудий труда, требуются новые дополнительные материалы. Возможно, что, как это отмечает Г. И. Горецкий (1972), такие признаки в большей или меньшей степени имел представитель питекантропа, появившийся в конце плиоцена.

Хотя остатки питекантропа на Кавказе пока не выявлены, анализ геологических, биостратиграфических и геоморфологических данных приводит к заключению, что коренные изменения палеогеографической обстановки, благоприятные для формирования первобытного человеческого общества как в Северной Африке, так и на Кавказе проявились в конце апшеронского века (конец плиоцена). Эти изменения подготовили почву для крупных физико-географических пертурбаций, происходивших в течение всего плейстоценового периода и приведших к становлению разумного человека.

Основной причиной существенных изменений физико-географической обстановки в конце плиоцена и начале плейстоцена является совокупность геолого-тектонических процессов и климатических изменений планетарного характера. Проявление предбакинской (валахской) орофазы на Кавказе (и, по-видимому, во всей зоне альпийского орогена), вызвало новое поднятие горных сооружений Большого и Малого Кавказа, образование ранее не существующих хребтов и межгорных депрессий, перестройку гидрографической сети и сокращение бассейнов Черного и Каспийского морей.

На масштабы предбакинских тектонических движений указывают верхнеплиоценовые конгломераты, поднятые на Кавказе на абсолютную высоту 2000 м. Амплитуда тектонических движений, вызванных валахской орофазой на Кавказе, превышает 4000 м. Об интенсивности тектогенеза этого времени свидетельствуют отмеченные на высоте 6000 м плиоценовые конгломераты Дарвазского хребта (Памир).

Поднятие горных сооружений на значительные гипсометрические уровни, понижение температуры на больших высотах обусловило благоприятные условия для выпадения твердых атмосферных осадков и образования снежно-ледникового покрова.

Однако развитие ледников в горах Кавказа с конца плиоцена не имело существенного влияния на изменение климата, флоры и фауны четвертичного периода. Оно вызвало перемещение вертикальных ландшафтных зон в гляциальные и интергляциальные эпохи, доказательством чего служит ряд представителей вечнозеленых растений в Колхиде и даже в Восточной Грузии. В Закавказье, Передней Азии, Иране и, по-видимому, в Северной Африке, по мнению ряда исследователей, ледниковые эпохи совпадали с пльвиалами, а интергляциаль-

ным соответствовал аридный климатический режим. Этим объясняются малозаметные изменения в биосфере районов, удаленных от континентальных ледниковых покровов.

Существенные изменения физико-географической обстановки, связанные с резкими колебаниями климата находились в прямой связи с интенсивными тектоническими движениями, вулканическими явлениями и изменением циркуляции воздушных масс, а также с развитием континентального оледенения обширных равнин Евразии и Северной Америки.

Таким образом, предпосылки, повлекшие за собой грандиозные физико-географические изменения в плейстоцене как на Кавказе, так и в платформенных странах Европы, имели место в конце верхнего апшерона. Именно тогда была подготовлена почва для осмысленной деятельности первобытного человека на Кавказе. По-видимому, как отмечает К. К. Марков (1965), это время было бы правильно принять за начало четвертичного (антропогенного) периода.

В пользу проведения границы между плиоценом и плейстоценом в конце апшерон-баку на Кавказе, по данным К. А. Ализаде и А. А. Ализаде, П. В. Федорова и др. (1972), свидетельствует крупное изменение фауны моллюсков с появлением плейстоценовых видов в Черноморской и Каспийской областях в конце апшерон-гурийского времени. Для окончательного решения этого дискуссионного вопроса первостепенной задачей кавказских геологов-четвертичников является дальнейшее исследование и создание унифицированной стратиграфической схемы антропогена и выявление остатков представителей от питекантропа до неандертальского человека, что даст возможность вместе с другими геологическими материалами более убедительно судить о нижней границе плейстоцена в условиях Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Ализаде К. А., Ализаде А. А., Федоров П. В., Гаджиев Д. В., Великов Б. В., Асадуллаев А. М. Положение неоген-четвертичной границы по данным солоноватовидных фаун Понто-Каспия. В сб.: «Граница между неогеном и четвертичной системой», т. II, М., 1972.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Четвертичная геология. Учпедгиз, М., 1939.
- Горецкий Г. И. Следует ли снижать в настоящее время границу антропогена? В сб.: «Граница между неогеном и четвертичной системой», т. I, М., 1972.
- Гричук В. П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов. В кн.: «Хронология и климаты четвертичного периода». Изд. АН СССР, М., 1960.
- Иванова И. К. Ископаемые гоминиды и нижняя граница четвертичного периода. В сб.: «Граница между неогеном и четвертичной системой», т. II, М., 1972.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период, т. I. Изд. МГУ, 1965.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М., «Наука», 1967.
- Рейнгард А. Л. Геоморфологическое расчленение Закавказья. В кн.: «Геология СССР», т. X, «Закавказье», ч. I, геол. описание, М.—Л., 1941.
- Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1966.
- Чочиева К. И. Чаудинская флора Западной Грузии. Тр. Ин-та палеобиологии АН ГрузССР, т. XII, 1962.
- Шатилова И. И. Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. Автореферат диссертации. М., 1964.
- Шафер В. Слои плейстоцена в Польше. «Panstwowy Ynst. Geologiczny», № 65. Krakow, 1952.
- Флинт Р. Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. Изд. ИЛ, 1963.

Н. В. ДУМИТРАШКО, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ,
С. П. БАЛЪЯН, Ю. В. САДЯН

ДРЕВНЕЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ КАВКАЗА

Продолжающаяся в позднеорогенном этапе тектоническая активность и прогрессирующее до середины плейстоцена ухудшение климата создавали благоприятные условия для возникновения нескольких оледенений Кавказа.

Древнее оледенение Кавказа долгие годы служило темой дискуссии, посвященной его возрасту и характеру. В последнее время намечается сближение представлений по основным вопросам этой проблемы. Подавляющее большинство авторов признает своеобразие древнего оледенения Кавказа по сравнению с Альпами и его меньшие размеры, чем предполагалось А. Л. Рейнгардом (1926), Л. Н. Пламеневским (1929), К. Н. Паффенгольцем (1948) и др. Древние ледники Кавказа не выходили за пределы гор на равнины; переоценка их размеров вызвана тем, что гравитационные и селевые отложения и формы рельефа принимались за древнеледниковые (Маруашвили, 1956).

За последние годы на Юго-Восточном Кавказе и Варденинском нагорье в Закавказье найдены позднеплиоценовые морены, а на Центральном Кавказе—отложения двух оледенений (эльбрусского и чегемского (Будагов, 1965; Милановский, 1960, 1962, 1966). В предгорьях Юго-Восточного Кавказа и Зангезурского хребта в Закавказье (на Кусарской равнине и плато Даш-Баши) установлены позднеплиоценовые галечно-валунные молассы флювиогляциального генезиса, сформировавшиеся во время оледенения вулканических нагорий и хребтов, наиболее приподнятых новейшими тектоническими движениями (Думитрашко и др., 1962). В экстрагляциальных высоких частях горных систем и прилегающих предгорных и межгорных впадинах существовали плювиальные условия (Думитрашко, 1966; Церетели, 1965; Саядян, 1969) и отлагались аллювиально-пролювиальные толщи (частью селевого генезиса).

Вопрос о числе оледенений в позднем плиоцене еще не полностью решен, так как следы наиболее древнего эльбрусского (акчагыльского) оледенения, описанного Е. Е. Милановским (1960, 1966), обнаружены лишь в одном месте, в то время как следы чегемского (апшеронского) оледенения более распространены.

В четвертичном периоде на Кавказе установлено три оледенения—реннплейстоценовое (эльтубинское), среднплейстоценовое (терское) и позднеплейстоценово-голоценовое (безингийское) (Милановский, 1962, 1966). Среднплейстоценовое и позднеплейстоценовое оледенения на Большом Кавказе распались, по крайней мере, на две крупные фазы, разделенные фазами отступления ледников. Для позднеплейсто-

ценового оледенения установлен ряд стадий их осцилляций. В Закавказье они устанавливаются также довольно легко, но разделение на две фазы, как для позднеплейстоценового, так и для среднеплейстоценового оледенений не доказано. Возможно, это связано с меньшими размерами здесь плейстоценового оледенения в связи с более сухим климатом и меньшими абсолютными высотами области.

Ясные следы раннеплейстоценового оледенения в Закавказье отсутствуют. В среднем и позднем плейстоцене оледенение охватило вершинные зоны вулканических нагорий и некоторые наиболее приподнятые хребты Малого Кавказа и Южной Армении, особенно Зангезурский и Мровдагский. Наиболее мощно оледенения проявились в высокогорной части Центрального Кавказа, особенно на его северном склоне, убывая к западу и востоку вследствие уменьшения амплитуд поднятий и прогрессирующей сухости климата в восточном направлении, а на южном склоне—благодаря неблагоприятной экспозиции.

Ледниковые языки в главных троговых долинах северного склона Центрального Кавказа во время терского и максимальной фазы безингийского оледенений достигали длины в несколько десятков км, доходя до куэсты Скалистого хребта, а кое-где и проникали через прорезанные в ней ущелья. Однако, как и в позднем плиоцене, ледники нигде не выходили из гор на Предкавказскую равнину.

Наряду с возникновением крупных долинных глетчеров и ледниковой шапки на массиве Эльбруса, ледниковые эпохи на Большом Кавказе характеризовались интенсивной аккумуляцией снеговых масс в перигляциальной зоне Большого Кавказа, сопровождавшейся нивальными процессами. Таяние снегов приводило к усиленному увлажнению склонов и периодическому резкому оживлению процессов гравитационного перемещения масс.

Площади ледников и объемы ледниковых масс, а также длина трогов, в силу гипсометрических и климатических отличий в Закавказье были гораздо меньшими, чем на Большом Кавказе. В экстрагляциальных областях в Закавказье во время оледенений существовали плювиальные условия, а в межледниковые эпохи, особенно между средним и поздним плейстоценом преобладал сухой и теплый климат.

В связи с интенсивным расчленением рельефа, древние оледенения Кавказа имели горно-долинный характер, за исключением позднеплиоценовых на северном склоне Центрального Кавказа и среднеплейстоценовых на вулканических нагорьях Закавказья, где существовали относительно небольшие ледниковые покровы.

Помимо общепланетарных климатических похолоданий на развитие плейстоценовых оледенений оказали большое влияние новейшие тектонические движения. Раннеплейстоценовое (эльтыбинское) оледенение достигало максимальных размеров на Центральном Кавказе, где поднятия были максимальными (Милановский, 1960, 1966), уменьшаясь к западу и востоку; Северо-Западный, часть Западного и Юго-Восточный Кавказ, а также хребты Малого Кавказа и Армянского вулканического нагорья, где поднятия были меньше, находились в плювиальных условиях. Об этом свидетельствуют галечные отложения раннеплейстоценовых речных террас и озерные толщи в котловинах вулканических нагорий; палинологическими данными по анийскому горизонту Ширакской котловины установлены в раннем плейстоцене озерные и лесные ландшафты (Саядян, 1969). В среднем плейстоцене, в связи с ростом поднятий, размеры оледенения Большого Кавказа (терского) были несколько больше, чем в раннем плейстоцене, а на вулканических плато Армении возникли ледники подножий, начинающиеся в карах и трогах централь-

ных частей нагорий, в настоящее время полуразрушенных эрозией (Бальян, Думитрашко, 1964).

Масштабы оледенения были значительны и в позднем плейстоцене, когда на Большом Кавказе, в связи с усилением воздыманий, развилось мощное долинно-карвовое оледенение близкое к решетчатому типу. Этим безингийским (по Е. Е. Милановскому) оледенением и предшествовавшей ему эрозией в значительной степени уничтожены следы менее крупных ранне- и среднелейстоценовых оледенений (Думитрашко, 1966). В Закавказье на наиболее приподнятых частях хребтов Малого Кавказа и вулканических нагорий развились небольшие долинно-карвовые ледники.

В плейстоцене, как и в позднем плиоцене, межледниковые эпохи на Кавказе отличались аридизацией, а в периоды оледенений отрицательные температуры были невелики и господствовали плювиальные условия в экстрагляциальных областях. Во время позднеплейстоценового, а возможно, и среднелейстоценового оледенений существовало не менее двух фаз наступления ледников, разделенных их отступанием, вызванным климатическими колебаниями (Милановский, 1966). Наиболее аридный климат характерен для раннесреднелейстоценового межледниковья в Закавказье, на что указывают биостратиграфические и археологические данные по пещере Кударо I в бассейне Риони, а также подняты в эту эпоху высотных ландшафтных поясов (Маруашвили, 1956, 1962; Любин, 1959, 1961). Палинологические характеристики и состав фауны млекопитающих нижнехазарского комплекса из арапийского горизонта Ширакской котловины в Армении, соответствующего по Ю. В. Саядян (1968, 1969) лихвинскому межледниковью и сингильским слоям Поволжья, также свидетельствуют о потеплении и более сухом климате этого периода. Лишь на северном склоне Большого Кавказа во время позднеплейстоценового отступления льдов (между двумя фазами оледенений этого времени) установился влажный и холодный климат с озерным режимом (Милановский, 1966).

Вопрос о соотношении древнего оледенения Русской равнины и Кавказа до сих пор еще остается наиболее дискуссионным и может быть решен в процессе расширения и углубления комплексных методов исследований и накопления данных по абсолютному возрасту ледниковых отложений. По представлениям Г. И. Горецкого, Е. Е. Милановского, Ю. В. Саядяна, Л. Р. Серебрянного и др., древние оледенения Русской равнины были одновременны с оледенениями Кавказа и обусловлены общепланетарными климатическими колебаниями. По Д. В. Церетели, оледенения Русской равнины оказывали влияние на оледенения Кавказа ввиду большой мощности ее ледникового покрова. Поэтому позднеплейстоценовое оледенение Кавказа соответствует валдайскому (калининскому и осташковскому), среднелейстоценовое—днепровскому и московскому, а раннелейстоценовое—окскому оледенениям равнины. По Ю. В. Саядян (1968, 1969), с окским оледенением в Закавказье увязывается анийский горизонт Ширакской котловины, соответствующий эпохе чаудинской и бакинской трансгрессий и лиманным отложениям Одесского района.

В. П. Любин (1968, 1972, 1973) на основании археологических данных (изучения стоянок открытого типа и пещер южного склона Центрального, Западного и Северо-Западного Кавказа) выделяет четыре основных периода расселения человека на Большом Кавказе: 1) в среднем—начале верхнего ашеля; 2) в позднем мустье; 3) в позднем палеолите—мезолите; 4) в энеолите и более позднем времени. Эти периоды тесно связаны с распространением ледников в эпохи оледенений, их таянием и понижением снеговой линии в межледниковья, а также ланд-

шафтных зон в ледниковые эпохи. Наиболее отчетливо эта связь проявляется в позднем палеолите, который по В. П. Любину (1973а,б) соответствует валдайскому оледенению с двумя максимумами наступления льдов на его ранней и поздней стадии, разделенными периодом отступления и сокращения ледников.

Аналогичные данные о сопоставлении ледников Кавказа и Русской равнины приводит Э. О. Фриденберг (1970) на основании палеогеографического анализа палеолитических пещер Западного Кавказа, отложения которых сопоставляются с вюрмским (верхневалдайским и нижневалдайским), а также рисс-вюрмским (микулинским) комплексами Русской равнины.

Данные В. П. Гричука, З. П. Губониной, В. М. Муратова, Э. О. Фриденберг (1970) по спорово-пыльцевому анализу разрезов пещер Западного Кавказа устанавливают значительное похолодание на Кавказе между 2000—1400 л. н. и активизацию оледенений. Признаки деградации ледников устанавливаются около 1150 л. н. (Л. Р. Серебрянный, 1973).

На основании радиометрических палинологических анализов моренных и межморенных отложений Альп, Л. Р. Серебрянный (1973) приходит к выводу о временной сопряженности позднечетвертичного оледенения Альп и других гор Европы с покровным оледенением на равнинах. Выделяется межледниковье в середине вюрма (в начале интервала 45000—25000 л. н.), похолодание в Центральных Альпах между 33000—30000 л. н. и поздневюрмское оледенение (около 10 000 лет), соответствующее последнему Северо-Европейскому покровному оледенению.

Представления Л. Р. Серебрянного (1973) о разделении позднечетвертичного покровного оледенения Северной Европы на два самостоятельных этапа, разделенных межледниковьем, на Кавказе требуют проверки исходя из существующих фактических данных по Большому Кавказу и могут иметь значение в порядке постановки дальнейших исследований. В Закавказье, как уже сказано, четкое разделение позднеплейстоценового оледенения на два этапа отсутствует.

Наряду с тенденцией прямых сопоставлений древних горных оледенений Кавказа и покровного оледенения Русской равнины, следует указать на большую сложность этой проблемы, так как эпохи максимального оледенения Кавказа и Русской равнины (а также начала оледенения в этих регионах) не совпадали.

Если на Русской равнине, а также в Альпах, максимальными размерами отличалось среднечетвертичное (днепровское, рисское) оледенение, то в большинстве районов Кавказа позднечетвертичное (безингийское) оледенение не уступало, а кое-где (например, в долине Терек) даже превосходило среднечетвертичное (терское) оледенение по длине ледниковых языков. Этот факт, очевидно, объясняется тем, что наряду с общепланетарным климатическим фактором в возникновении оледенения Кавказа большую роль играли также тектонические движения, определявшие его масштабы и локализацию. Поднятие Кавказа, продолжавшееся в течение всего четвертичного периода, создало в позднем плейстоцене орографические условия для возникновения оледенения на более значительной площади, чем в среднем плейстоцене.

Плохую сохранность на Кавказе следов ранне- и среднечетвертичного оледенения К. К. Марков (1965) объясняет преобладанием роста и расширения гор в течение всего постплиоцена. Одной из главных причин возникновения позднеплиоценового оледенения был тектонический фактор, т. к. в результате мощного поднятия Кавказа в плиоцене возникли обширные горные сооружения, в ряде районов достигав-

шие 3000—4000 м. К. К. Марков (1965) оценивает высоту Кавказа в позднем плиоцене этой цифрой, исходя из анализа условий залегания позднеплиоценовых морен Центрального Кавказа и их связи с ледниками осевого хребта. Аналогичные цифры высоты Большого Кавказа к концу позднего плиоцена получаются и по определению деформаций позднеплиоценовых поверхностей выравнивания и их соотношений с миоценовыми поверхностями.

Таким образом, на Кавказе оледенение возникло раньше, чем на Русской равнине.

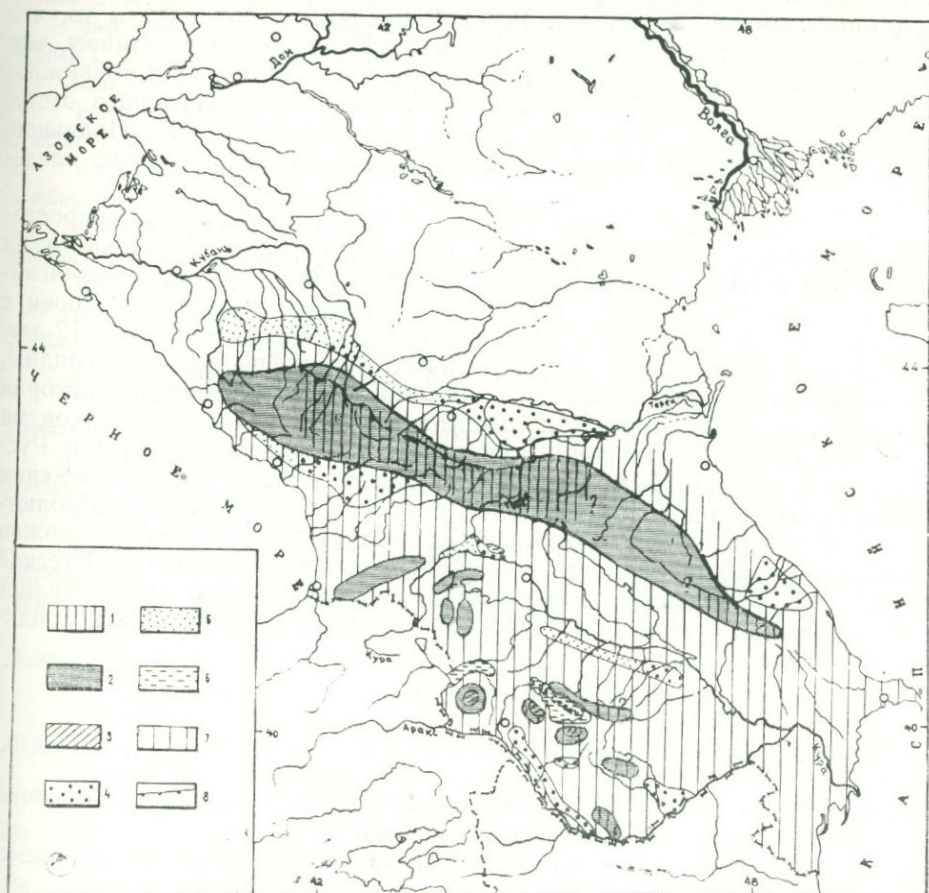
Тектоническая активность Кавказа, с которой тесно связан ритм вулканических явлений, была определяющим, но не единственным фактором в развитии его древнего оледенения, которое зависело и от общепланетарных изменений климата, сложно и неравнозначно сочетавшихся в различных районах с дифференциальными поднятиями и особенностями доледникового рельефа. Влияние климатических колебаний особенно ясно ощущается в позднем плейстоцене и голоцене. Л. И. Маруашвили (1956, 1962) считает, что в послеледниковое время высотные ландшафтные пояса испытали в Закавказье подъем на 800—1000 м, а в ледниковые эпохи они значительно опускались (Маруашвили, 1959; Марков, 1965), на что указывают альпийские реликты среди флоры нижних растительных поясов, а также представители колхидской и талышской флоры, встречающиеся во многих разорванных ареалах лесов Закавказья и, отчасти, на Северном Кавказе.

Ряд ритмических климатических колебаний в Приэльбрусье с чередованием влажных и сухих эпох устанавливает Г. К. Тушинский (1962, 1964) на основании изучения голоценовых и современных стадияльных морен, склоновых отложений и размещения построек аланов на лавинных конусах. Периоды повышения увлажнения на Кавказе, как и в Альпах, способствовали усилению оледенения, формированию стадияльных морен, увеличению снежности и лавинообразованию. Эти периоды отмечаются: 1) на границе I и IV тысячелетий до н. э.; 2) во время второй половины III и начале II тысячелетия до н. э.; 3) в середине и конце I тысячелетия до н. э.; 4) в середине и второй половине второго тысячелетия н. э. (XVII—XVIII, первая половина XX века). Эти четыре периода значительного увлажнения чередовались с периодами уменьшения осадков и отступления ледников.

С последней фазой усиления осадков совпадает увеличение и наступление льдов в ряде районов Европы и на Кавказе, начиная с XIII века и до середины XIX (так называемое «Малое оледенение»). В это время в Альпах и на Кавказе (на Баксане и ряде других долин северного склона Центрального Кавказа) образовались морены стадии «фернау»*. Ледник Азау на Баксане, по описанию Г. Аби́ха, в середине XIX века надвигался на лес выше Терскола. Во время «Малого оледенения» на Кавказе вновь возникли ледники, почти полностью стаявшие в начале средних веков, с V по XIII век, в течении Архызского перерыва, когда в долине Большого Зеленчука в районе Архыза происходило расселение аланов на конусах выноса лавин, ставших безопасными благодаря повышению снеговой границы. Таким образом, Г. К. Тушинский ставит под сомнение связь современного и древнего, позднеледникового оледенения Кавказа.

* По Л. Р. Серебрянному (1973) на основании палинологических и радиоуглеродных данных убывание ледников в Альпах намечается в первой половине голоцена (6400—6200 л. н.), а «Малое оледенение» соответствует серии «зимминг» (1000 л. до н. э.—500 л. н. э.).

По В. Г. Котлякову и др. (1973) и Л. Р. Серебрянному (1973), первые датировки по C^{14} на Кавказе подтверждают отступление ледников с 500 г. н. э. до XII века и соответствуют предположениям Г. К. Тушинского о возрасте Архызского перерыва.



Палеогеографическая схема древнего оледенения Кавказа.

1—позднеплистоценовое полупокровное и горно-долинное оледенение (установленное и предполагаемое); 2—области развития горно-долинных плейстоценовых оледенений (с максимальным распространением в позднем плейстоцене); 3—среднеплейстоценовое полупокровное оледенение; 4—позднеплистоценовые конусы и шлейфы водно-ледниковой пролювиальной и вулканогенной аккумуляции; 5—плейстоценовые конусы и шлейфы водно-ледниковой (частично пролювиальной) аккумуляции; 6—крупнейшие озерные бассейны; 7—экстрагляциальные области с пролювиальным климатом в ледниковые эпохи и континентальным (частью аридным) климатом в межледниковые эпохи; 8—эскарп Скалистого хребта.

Идеи Г. К. Тушинского представляют большой интерес и хорошо увязаны с археологическими и историческими сведениями, касающимися Альп. Поэтому они заслуживают большого внимания и показывают, что в заключительной фазе последнего оледенения Кавказа, в условиях его общего постепенного сокращения, на ритмические колебания ледников влияли изменения климата, общие для всей Европы. В то же время размеры сокращения ледников более ранних оледенений в

межледниковые периоды были, по-видимому, меньше, и полного становления льдов не было в связи с преобладанием тектонических поднятий (Думитрашко и др., 1962; Марков, 1965). Сильное сокращение можно допустить лишь для раннеплейстоценовых ледников в связи с последовавшей сухой и теплой межледниковой эпохой.

Сопоставление Кавказа и Русской равнины затрудняет и то, что горно-долинные ледники Кавказа были значительно более активны, чем громадный ледниковый покров Русской равнины. О большой подвижности горных ледников Кавказа говорят скорости их ежегодного отступления (до 30 м) за последние 60—70 лет (Ковалев, 1966; Иваньков, 1959), а также исследования стадияльных морен безингийского оледенения.

С. Л. Кушев (1962, 1964) определил время образования микростадий отступления главных ледников Кавказа после максимального их наступания в XIII—XIX столетиях в стадию «Фернау». Для безингийского ледника установлены годы формирования современных морен с 1820 по 1949 гг.; скорости их образования достигают 3—4 и 10—12 лет, а интервалы между ними—10 и 20—25 лет. Эти цифры весьма наглядны, как иллюстрация интенсивности динамики горных оледенений, которая не сопоставима со скоростями отступления и наступания ледников на равнинах. Поэтому синхронизация этапов оледенения Кавказа и Русской равнины может быть полноценно решена лишь на базе применения комплексных методов исследования, в частности определения абсолютного возраста ледниковых отложений. Следует также более осторожно подходить к сопоставлению палеогеографической обстановки на Русской равнине и в Закавказье, где условия ледникового времени отличались значительным своеобразием (чередованием плейстоценовых эпох и аридизацией климата).

ЛИТЕРАТУРА

- Бальян С. П., Думитрашко Н. В. Древнее оледенение Армении. Инф. сб. о работах геогр. фак-та МГУ по Междунар. Геофиз. году, № 10, 1964.
- Будагов Б. А. Современное и древнее оледенение азербайджанской части Большого Кавказа (резюме). Баку, 1965.
- Варданянц Л. А. Постплейстоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Тричук В. П., Губонина Э. П., Муратов В. М., Фриденберг Э. О. О результатах спорово-пыльцевого анализа отложений палеолита кавказских пещер. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 4, 1970.
- Думитрашко Н. В. Плейстоценовое древнее оледенение, трансгрессии и развитие речной сети. В кн.: «Природные условия и естественные ресурсы СССР», т. «Кавказ», «Наука», М., 1966.
- Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А., Антонов Б. А., Бальян С. П., Будагов Б. А., Ковалев П. В., Церетели Д. В. Древние оледенения Кавказа и их сопоставление с оледенением Русской равнины. Тр. Комиссии по изуч. четверт. периода, т. XIX, 1962.
- Иваньков П. А. Оледенение Большого Кавказа и его динамика за годы 1890—1946. Изв. Всес. геогр. общ., т. 91, вып. 3, 1959.
- Ковалев П. В. Закономерности развития оледенения на территории Большого Кавказа. МГУ, 1966.
- Котляков В. М., Герасимов В. А., Диверц А. Л., Залиханов М. Е., Серебрянный Л. Р.,

- Ходалов В. Г.* Об изменениях климата и динамики оледенения высокогорного Кавказа в историческое время. В кн.: «Материалы гляциологических исследований». Хроника обсуждений, вып. 21, 1973.
- Кушев С. Л.* Безингейское оледенение Центрального Кавказа. Инф. сб. о работах географ. фак-та МГУ по Междунар. Геофиз. году, № 10, 1964.
- Кушев С. Л.* Синхронизация стадияльных и микростадияльных конечных морен последней стадии отступления ледников Кавказа. Тр. Комисс. по изучен. четверт. периода, т. XIX, 1962.
- Любин В. П.* Высокогорная пещерная стоянка Кударо I (Юго-Осетия). Предварительное сообщение. Изв. Всес. Географ. Общ. т. 91, № 2, 1959.
- Любин В. П.* Изучение нижнего палеолита Кавказа. Краткие сообщения Ин-та археологии АН СССР, в. 118, 1969.
- Любин В. П.* Об изменениях природной обстановки на Кавказе в среднем и верхнем плейстоцене (по археологическим источникам). Тезисы доклада к IV Всесоюз. совещ. по изуч. четвертичного периода. Ереван, 1973а.
- Любин В. П.* О некоторых вопросах, связанных с условиями нахождения нижнего палеолита на Кавказе. Матер. Всес. совещ. по изучен. четвертичного периода, т. 1, Изд. АН СССР, М., 1961.
- Любин В. П.* Первобытный человек в горах Большого Кавказа. Краткие сообщения Ин-та археологии АН СССР, в. 131, 1972.
- Любин В. П.* Среда и человек в плейстоцене Кавказа. Всесоюз. Симпоз. «Первобытный человек, его материальная культура и природная среда в плейстоцене и голоцене (палеолит и неолит)». Тезисы докладов, М., 1973б.
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А.* Четвертичный период. Т. 1, 2, М., 1965
- Маруашвили Л. И.* К вопросу о большой межледниковой эпохе плейстоцена. Ботанич. журнал СССР, № 2, 1959.
- Маруашвили Л. И.* Схема четвертичных (посткиммерийских) палеогеографических изменений территории Закавказья. Уч. зап. Азерб. Гос. Универ., сер. геол., географ. № 3, 1962.
- Маруашвили Л. И.* Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1956.
- Милановский Е. Е.* О следах верхнеплиоценового оледенения в высокогорной части Центрального Кавказа. ДАН СССР, т. 130, № 1, 1960.
- Милановский Е. Е.* Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа. Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. Изд. МГУ, М., 1966.
- Милановский Е. Е.* Семинар по палеогеографии Кавказа в четвертичном периоде. «Советская геология», № 7, 1962.
- Паффенгольц К. Н.* Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.
- Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
- Пламеневский Л. Н.* Следы древнего оледенения в районе Владикавказской котловины. Владикавказ, 1929.
- Рейнгард А. Л.* Гляциально-морфологические наблюдения в бассейнах Кубани и Кодора на Кавказе летом 1924 года. Изв. Гос. Географ. Общ., т. 58, 1926.
- Саядян Ю. В.* Погребенные почвы Ширакской котловины. Изв. АН Арм. ССР. «Науки о Земле», № 1—2, 1968.
- Саядян Ю. В.* Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН АрмССР, «Науки о Земле», № 3, 1969.
- Серебрянный Л. Р.* Позднечетвертичный этап развития Северо-Европейского покровного оледенения. Автореферат диссертации. М., 1973.
- Фриденберг Э. О.* Методика палеогеографического анализа пещер и пещерных отложе-

ний (на примере палеолитических пещер Западного Кавказа). Автореферат диссертации. М., 1970.

Тушинский Г. К. Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в первом тысячелетии н. э. Инф. сб. о работах географ. фак. МГУ по Междунар. Геофиз. году, № 10, 1964.

Тушинский Г. К. Ритмы в оледенении и снежности на территории Тебердинского заповедника. Тр. Теберд. Госуд. заповедника, в. 4, 1962.

Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ

НЕОТЕКТОНИКА И НОВЕЙШИЙ ВУЛКАНИЗМ КАВКАЗА

Поздняя (или зрелая) стадия орогенного этапа альпийского геотектонического «цикла» в Кавказском сегменте Средиземноморского геосинклинального пояса началась в позднем сармате, т. е. около 10 млн. лет тому назад и продолжается доныне. Эта стадия, которую в пределах Кавказа и Средиземноморского пояса в целом можно рассматривать как неотектоническую стадию, была ознаменована резкой активизацией контрастных вертикальных движений (при возрастающей роли поднятий), проявлениями складкообразования в краевых (предгорных) прогибах, внутренних (межгорных) впадинах и некоторых периферических зонах альпийских складчатых сооружений и неоднократными вспышками наземного вулканизма как на Большом, так и на Малом Кавказе, где они отличались наибольшей интенсивностью.

В рамках позднеорогенной (неотектонической) стадии выделяются три основные фазы: миоплиоценовая (конец миоцена-средний плиоцен), позднеплиоценовая, или эоплейстоценовая, и плейстоцен-голоценовая; их продолжительность составляет соответственно около 7; 2,8 и 0,7 млн. лет.

В результате значительного усиления темпа воздымания альпийских складчатых сооружений (мегаantikлинориев) Большого и Малого Кавказа, приблизительное равновесие между скоростью их воздымания и денудации, которое в целом сохранялось в течение раннеорогенной стадии (олигоцен—начало позднего миоцена) и обусловило широкое развитие процессов планации рельефа в обоих этих сооружениях, в начале позднеорогенной стадии оказалось нарушенным. Подъем этих сооружений стал существенно опережать по своей скорости денудацию, что привело к прекращению процессов денудационного выравнивания на большей части их площади и возникновению сперва среднегорного, а затем и высокогорного рельефа в их пределах. За позднеорогенную стадию с растущего горного сооружения Большого Кавказа было удалено процессами денудации не более $1/3$, а с Малого Кавказа—не более $1/10$ объема поднятых масс, составляющего соответственно около 300 000 и 112 000 км³ (Милановский, 1968).

Воздымание сооружения Большого Кавказа было более интенсивным (до 4—5 км в осевой полосе наиболее приподнятого центрального поперечного сегмента) и монолитным, чем поднятие Малого Кавказа (до 2,5—3,5 км), которое носило резко дифференцированный характер и осложнялось относительно небольшими опусканиями ряда остаточных и наложенных внутриворонных грабенных и впадин (Севанская, Памбакская, Ленинанская и др.). За миоплиоценовую фазу амплитуды поднятия на

Большом и Малом Кавказе соответственно достигали 1,5—2 км и 1—1,5 км, за позднеплиоценовую (эоплейстоценовую)— 1—1,5 км и 0,5 км и за плейстоцен-голоценовую—0,5—1 км и 0,2—0,3 км. Средние скорости воздымания от фазы к фазе последовательно возрастали в осевой зоне Большого Кавказа от 20—30 см/тыс. лет в миоцене до 50—70 см/тыс. лет в плейстоцене-голоцене, а в зонах поднятий Малого Кавказа соответственно от 15—20 см до 30—40 см.

На ряде участков периферических зон Большого Кавказа, постепенно вовлекавшихся в поднятие, вплоть до конца плиоцена происходили складчатые деформации (северная периферия Восточного сегмента, юго-восточное окончание, южная периферия Центрального сегмента Большого Кавказа в пределах Западной Грузии). На Малом Кавказе складчатые деформации в позднеорогенной стадии играли весьма незначительную локальную роль и ограничивались формированием пологих складок в неогеновых вулканогенно-осадочных образованиях некоторых внутригорных впадин (Цалкинской, Севанской, Нижнеразданской). Напротив, значительно более широким развитием, чем на Большом Кавказе, пользуются на Малом Кавказе, особенно в его осевой Севанской зоне, молодые крутые разрывные нарушения сбросового характера.

Наряду с явлениями разрастания горных сооружений в стороны, на некоторых их краевых участках в течение позднеорогенной стадии происходил обратный процесс раздробления и вовлечения этих участков в опускание. Так, на южное крыло Большого Кавказа и северное крыло Малого Кавказа были соответственно наложены Алазанская и Караязо-Евлахская депрессионные зоны, вошедшие в состав расширившегося в плиоцене Среднекуринского сегмента Куринской межгорной впадины.

Южное крыло северо-западного сегмента Большого Кавказа испытало резко дифференцированные опускания, превратившись в тектонически расчлененный склон Черноморской впадины и в значительной мере было перекрыто плиоцен-четвертичными осадками Черного моря.

Краевые и внутренние прогибы с конца миоцена (начиная с позднего сармата-меотиса), в связи с усилением темпа воздымания и интенсивности размыва сооружений Большого и Малого Кавказа, начинают заполняться более грубообломочными, мелководно-морскими и континентальными осадками (формация верхних моласс) и превращаются в предгорные прогибы и межгорные впадины. При этом в интенсивное опускание вовлекаются некоторые внутренние, до этого относительно приподнятые участки межгорных прогибов, наложенные на срединные массивы. К их числу относятся внутренняя, Колхидская зона Рионской впадины и внутренняя зона Верхнекуринской (Карталинской) впадины, наложенные соответственно на западный и восточный участки Грузинского срединного массива, и внутренняя зона Нижне-Куринской впадины, наложенная на Азербайджанский срединный массив.

Связь между Закавказскими межгорными впадинами—Рионской и Куринской,—осуществлявшаяся через постепенно сужавшиеся проливы, ослабевает, и наконец, разрывается (притом окончательно) еще в середине сармата, а связь между Кубанским и Терско-Каспийским предгорными прогибами—в понтическом веке. Этот разрыв, вызванный усиливающимся ростом Транскавказского поперечного поднятия (см. ниже) приводит к разобщению и полной изоляции Черноморского и Каспийского внутриконтинентальных замкнутых водоемов (озер-морей), которые служили главными базисами денудации для западной и восточной частей Кавказской области. Если в Черноморском бассейне, располагавшемся в зоне относительно влажного климата, существенных изменений уровня водоема при переходе от раннего к среднему плиоцене-

ну, (на рубеже понтического и киммерийского веков) не произошло, то в Каспийском бассейне, значительная часть которого располагалась в аридной зоне, в это время, т. е. в начале века продуктивной толщи, имело место весьма резкое сокращение площади водоема, и уровень его быстро упал не менее чем на 400—500 м ниже мирового океана. Это сокращение площади и объема водной массы Каспия было вызвано значительным превышением величины испарения над поступлением вод в пределы замкнутого Каспийского водоема, и лишь после уменьшения его зеркала до размеров, меньших, чем современная Южно-Каспийская котловина, восстановилось равновесие водного баланса, а затем, на протяжении века продуктивной толщи, площадь Каспия стала вновь медленно расширяться. Огромное эвстатическое понижение уровня Каспия в начале среднего плиоцена повлекло за собой резкое усиление глубинной эрозии в долинах главных рек Каспийского бассейна, в частности Палео-Волги (Палео-Камы), Палео-Урала, Палео-Амударьи, Палео-Куры с ее притоками (прорезающими разные участки Малого Кавказа (Палео-Аракс, Палео-Воротан, Палео-Раздан, Палео-Дебед и пр.) и др.

Погребенные среднеплиоценовые долины этих рек врезаны значительно (нередко на сотни метров) глубже современных долин.

Интенсивная эрозия в бассейне Палео-Терека привела к почти полному размыву понтических отложений в Терском бассейне. Продукты размыва были вынесены палео-реками Каспийского бассейна в пределы Южно-Каспийской впадины и образовали чрезвычайно мощные (до 3,5 км и более) средне-плиоценовые обломочные толщи—продуктивную толщу Восточного Азербайджана и стратиграфически аналогичную ей пестроцветную толщу Западной Туркмении.

Не исключено, что быстрое глубокое погружение Южно-Каспийской впадины во время их накопления имело отчасти изостатический характер.

В начале позднего плиоцена (эоплейстоцена), в акчапыльском веке в Каспийском бассейне произошла широкая трансгрессия, увеличившая размеры этого озера-моря более чем в 10 раз по сравнению с началом среднего плиоцена. Акчагыльский водоем покрыл не только всю площадь современного Каспия, но и Куринскую, Терско-Кумскую, Прикаспийскую, Западно-Туркменскую впадины, глубоко проник в долины Палео-Волги, Палео-Амударьи, в пределы современных Азовского (по Манычу) и Аральского морей. Глубоко врезанные в среднем плиоцене долины палео-рек Каспийского бассейна оказались подпруженными и заполнились ингрессивно залегающими озерно-аллювиальными и морскими акчагыльскими осадками, а на Малом Кавказе, в долинах Палео-Дебеда, Палео-Воротана, Палео-Раздана и др.,—также лавами и пирокластическими образованиями. Акчагыльская трансгрессия на время несколько затормозила ход денудационной деятельности и благоприятствовала некоторому оживлению процессов выравнивания рельефа в периферических зонах тех районов Большого и Малого Кавказа, которые лежат в пределах Каспийского бассейна. Несколько меньшую площадь занимало Каспийское озеро-море во второй половине позднего плиоцена (эоплейстоцена), в апшеронском веке. Контуры же Черноморского водоема в позднем плиоцене мало изменились по сравнению со средним плиоценом.

Причины акчагыльской трансгрессии остаются пока недостаточно выясненными. Скорее всего, она была обусловлена изменением водного баланса Каспия, вызванным некоторым увеличением речного стока и уменьшением испарения в связи с начавшимся в позднем плиоцене

похолоданием климата. Еще менее ясен вопрос о происхождении своеобразной акчагыльской фауны. По мнению автора, наиболее вероятна гипотеза о ее расселении из Предэльбурского водоема—убежища, который потерял связь с «главным» Каспийским водоемом в конце среднего сармата вследствие возникновения между ними субширотного барьера (Астаринно-Горганской перемычки) и вновь соединился с ним в начале акчагыльской трансгрессии (Милановский, 1968).

В течение антропогена имели место значительные (амплитудой до 100—200 м) эвстатические и гляцио-эвстатические колебания уровней Каспия и Черного моря, связанные с чередованием ледниковых и межледниковых эпох. В отличие от Каспийского озера-моря, Черноморский бассейн во время межледниковий периодически получал ограниченную связь со Средиземным морем и мировым океаном, уровень которого в эти эпохи сильно повышался. В связи с этим колебания уровней Каспия и Эвксина не были вполне синхронными. Эти осцилляции, как и более значительные колебания уровня Каспия в плиоцене, существенно осложняли ход процессов денудации и аккумуляции в Кавказской области, нередко ошибочно целиком связываемых с развитием тектонических движений в разных районах Кавказской области, что обязательно должно учитываться при палеогеографических и палеотектонических реконструкциях.

Размах новейших погружений в Кубанском предгорном прогибе достигает 2,5 км, в Терско-Каспийском—3 км, в Рионской межгорной впадине—3 км, в Куринской впадине—6 км. В прогибах восточной части Кавказа—Терском и Куринском—погружения в целом были более значительными и сопровождались развитием в молассовых верхнекайнозойских отложениях линейных гребневидных складок, осложненных взбросами и надвигами, и возникновением в этих зонах инверсионных линейных поднятий, получающих прямое выражение в рельефе в виде низкогорных антиклинальных гряд. Новейшая структура кайнозойского комплекса подобных гряд в Терском прогибе (Терский и Сунженский передовые хребты) более или менее симметрична, а в Куринском прогибе она характеризуется отчетливой южной вергентностью (Ширакско-Аджиноурская возвышенность). Менее значительные молодые складчатые структуры развивались в периферических зонах и внутренней части Рионской межгорной впадины, а также в пределах южного крыла Кубанского предгорного прогиба (Анастасиевско-Краснодарская антиклинальная зона). В зонах периклинального окончания Большого Кавказа—Таманской и Апшеронской—развивались брахиморфные складки диапирового характера, рост которых сопровождался интенсивными и длительными проявлениями грязевого вулканизма. Свое дальнейшее продолжение в первой зоне эти структуры находят в пределах Керченского полуострова и прилегающей к Таманскому и Керченскому полуостровам с юга мелководной части Черного моря, а во второй— образуют обширный «веер» из складок юго-восточного и долготного простирания, выраженных в рельефе дна Апшеронского порога и особенно Южно-Каспийской впадины в виде подводных гряд и ложбин.

Складчатые деформации в некоторых зонах предгорных, межгорных и периклинальных прогибов, непосредственно примыкающих к Большому Кавказу (Приморская зона Дагестана, Северный Кобыстан и пр.) в основном завершились в миоплиоценовую фазу, но в других зонах продолжались в течение позднего плиоцена (эоплейстоцена), а в отдельных районах—даже в плейстоцене (восточная часть Ширакско-

Аджиноурской зоны, Алято-Сальянская зона, Южно-Каспийская впадина).

В течение позднеорогенной стадии последовательно возрастает тектоническая роль древней субмеридиональной зоны главного Транскавказского поперечного поднятия, которая пересекает все продольные зоны Кавказского сегмента Средиземноморского пояса. Эта поперечная зона, ось которой проходит по линии Приэльбрусье-Дзирульский выступ—Арагац-Арагат постепенно все более воздымается, расширяется и распространяется к северу—в пределы Предкавказской (Скифской) молодой плиты (Ставропольское Южно-Ергеническое поднятие) и южной части древней Русской платформы, а на юге объединяется с зоной Западно-Аравийского поднятия. Таким образом, возникает гетерогенная субмеридиональная зона поднятий протяженностью в несколько тысяч км, к которой приурочены наиболее приподнятые участки во всех пересекаемых ею продольных положительных тектонических зонах (мегантклинориях Большого и Малого Кавказа) и поперечные перемычки в депрессионных зонах (Минераловодское поднятие в зоне предгорных прогибов, Дзирульское—в зоне Закавказских межгорных впадин). Эта поперечная зона поднятий приобрела роль главного водораздела между бассейнами Азовского, Черного и Средиземного морей на западе Каспийского моря и Персидского залива на востоке, проходящего через юг Русской равнины, Кавказ, Армянское нагорье и Аравию.

Кавказская область характеризуется довольно высокой сейсмичностью; значительная часть ее площади попадает в зону 7-бальных, а некоторые районы—8-бальных землетрясений. Особенно сейсмичны Ахалкалакский район на Малом Кавказе и Приказбекский на Большом Кавказе, лежащие в пределах единого поперечного сейсмического пояса северо-восточного простираия. Очаги почти всех кавказских землетрясений лежат в земной коре, в основном на глубинах 5—10, реже до 20 км. Динамический анализ обстановки в очагах землетрясений показывает, что значительная часть землетрясений характеризуется пологим, перпендикулярным к простираию Кавказа расположением осей главных сжимающих напряжений, а плоскости смещений в очагах простираются в общекавказском направлении. В особенности это характерно для землетрясений в восточной части Большого Кавказа. Однако в пределах Ахалкалакско-Казбекского поперечного сейсмического пояса плоскости смещений в очагах в большинстве своем имеют субмеридиональное и северо-восточное простираие, а сами смещения в значительной части представляют нормальные наклонные сбросы и, следовательно, происходят в обстановке растяжения, приблизительно поперечного к ориентировке продольных зон Кавказа.

Анализ распределения новейших складчатых деформаций и разрывных нарушений различных типов-взбросо-надвигов, сбросов, трещин растяжения на территории Кавказской области, а также динамических обстановок в очагах землетрясений в разных районах Кавказа позволяет высказать некоторые предположения о характере горизонтальных движений в пределах Кавказа в позднеорогенной стадии. В начале этой стадии в верхних горизонтах земной коры почти по всей периферии Большого Кавказа (кроме северного борта Центрального сегмента), а также по северной периферии Малого Кавказа и Талыша имело место некоторое сжатие; начиная с акчагыла зоны сжатия смещаются в пределы Терского краевого прогиба Таманской и Апшероно-Кобыстанской периклинальных зон, внутренних зон Рионской, Куринской межгорных впадин (Ширакско-Аджиноурская зона и др.) и Южно-Каспийской впадины. Области же мегантиклинориев Большого и, особенно, Малого Кав-

каза начинают подвергаться растяжению, постепенно распространяющемуся от их внутренних зон (например, Севанская зона с ее грабенами и наложенными впадинами к периферии). Наиболее отчетливые признаки растяжения наблюдаются на участках мегантиклинориев, приуроченных к полосе Транскавказского поперечного поднятия; здесь растяжение происходило не только в поперечном к простиранию мегантиклинориев, но и продольном направлении, проявляясь в возникновении сбросов и трещин субмеридионального и северо-восточного простирания. Хотя к мегантиклинориям Кавказа, за исключением северо-западного и юго-восточного сегментов Большого Кавказа, Талыша и Аджарии, приурочены гравитационные минимумы Буге, в целом эти сооружения изостатически «недокомпенсированы», на их территории преобладают положительные граваномалии, их воздымание происходит вопреки изостазии. С этим согласуется относительно небольшая, сравнительно с высотой горных сооружений, величина «корней гор» под ними. Мощность коры под Большим Кавказом не превышает 40—55 км, а под Малым Кавказом—40—50 км и уступает таковой, например, под украинскими Карпатами.

Позднеорогенная стадия была ознаменована мощными вспышками наземного вулканизма; он проявился в большинстве главных продольных зон Кавказа. Наибольшей интенсивностью и длительностью (в течение всех трех фаз) отличался он в области Малого Кавказа (и сопредельных областей Армянского нагорья, входящих в состав восточной Турции и северо-западного Ирана), где мощные и многократные проявления магматизма имели место также в течение собственно-геосинклинального этапа, а кое-где также на ранне-орогенной стадии. Суммарный объем продуктов позднеорогенного вулканизма в провинции Армянского нагорья оценивается приблизительно в 35 тыс. км³ (из них около 7 тыс. км³ в Ахалкаласской и около 15 тыс. в Центрально-Армянской вулканической области), а в провинции Большого Кавказа—более 2 тыс. км³, что в совокупности образует почти половину объема продуктов позднеорогенного вулканизма во всем Средиземноморском поясе от Гибралтара до Памира, составляющего около 80 тыс. км³ (Милановский, Короновский, 1973). Наибольшей мощностью на Малом Кавказе отличались извержения, проходившие в конце миоцена-среднем плиоцене, (преимущественно андезитовые лавы и пирокластиты, реже более кислые продукты). Позднемиоценовые, плейстоценовые и голоценовые извержения по своей интенсивности уступают миоплиоценовым. Они характеризуются преимущественно излияниями андезито-базальтов, а также базальтов и андезитов, и лишь в пределах массива Арагац, долготных вулканических хребтов Ахалкаласского нагорья (Абул-Самсарский, Кечутский) и некоторых других районах происходили извержения более кислых—дацитовых—лав, а на Арагаце—также игнимбритов. В Закавказской межгорной зоне, в районах, прилегающих к Дзирульскому поперечному поднятию, в миоплиоцене происходили весьма незначительные по объему базальтовые извержения.

На Большом Кавказе миоплиоценовый магматизм был выражен формированием кислых субвулканических интрузий Минераловодского района. В позднем плиоцене вулканическая активность охватила Эльбрусскую и Казбекскую области на северном крыле и в осевой зоне Центрального сегмента Большого Кавказа. В первой области в основном происходили извержения липаритовых и липарито-дацитовых игнимбритов и туфолав, а во второй—лав и пирокластитов существенно андезито-дацитового состава. В плейстоцене и голоцене в обеих областях имели место значительно более скромные по своему масштабу

извержения (вулканы Эльбрус, Казбек, Кабарджин, Кельское вулканическое нагорье и пр.), причем состав продуктов в Эльбрусской области был менее кислым (от андезитов до дацитов), чем в позднем плиоцене. Количественно ничтожные извержения затронули в плейстоцене также Грозненский район в Терском прогибе.

Таким образом, в целом вулканическая активность на Кавказе со временем постепенно распространялась к северу, но ее общий масштаб последовательно сокращался. На Малом Кавказе, от фазы к фазе в общем снижалась кислотность вулканических продуктов и коэффициент explosивности. Та же тенденция, но с запозданием на фазу, проявляется и на Большом Кавказе. Закономерности размещения главной массы позднеорогенных вулканитов на Кавказе своеобразны и отличаются от остальных сегментов Средиземноморского пояса, где проявления орогенного вулканизма в основном приурочены к срединным массивам и возникшим на их месте глубоководным впадинам, а также к тыловым швам альпийских складчатых сооружений. На Кавказе же они почти целиком связаны с мегантиклинориями, а внутри последних—преимущественно с входящими в их состав краевыми (Северо-Кавказский краевой, или Лабино-Малкинский массив) и внутренними консолидированными массивами (кристаллическое ядро Большого Кавказа, Артино-Болнисский, Карс-Арагацкий массивы Малого Кавказа).

В целом же районы позднеорогенного вулканизма во всех продольных зонах Кавказского сегмента либо полностью связаны, либо в основном тяготеют к полосе Транскавказского поперечного поднятия, которая характеризуется наиболее высоким тепловым потоком (до 2—3 е. т. п. и более) и значительными гравитационными минимумами Буге.

К этой же поперечной зоне поднятия приурочены выявленные в последнее время магнито-теллурическим зондированием участки наиболее приподнятого положения верхнего слоя повышенной электропроводности на Большом Кавказе (на глубинах до 15—20 км) и на Малом Кавказе (на глубинах до 25—30 км), с которыми связано также снижение скоростей распространения и некоторое ослабление продольных волн, по-видимому, свидетельствующее о наличии зон пониженной вязкости внутри коры (Балавадзе, Тулиани, 1974). Характерно, что эти внутрикоровые астеносферные «подушки» в пределах Большого Кавказа приурочены к Эльбрусской и Казбекской вулканическим областям, а на Малом Кавказе—к Ахалкалакской области и Арагацскому району, выделяющимся относительно более кислым составом новейших вулканитов, более или менее значительная часть которых могла генерироваться во внутрикоровых очагах, а в Эльбрусской области—даже в нижней части гранитно-метаморфического слоя (Милановский, Короновский, 1973). Таким образом, наблюдается совмещение областей значительно новейшего поднятия, слабого горизонтального растяжения, высокой сейсмичности и мощного позднеорогенного вулканизма с зонами высокого теплового потока, гравитационных минимумов Буге, подъема слоя повышенной проводимости и пониженной вязкости внутри коры, характеризующимся повышенным поступлением материала из верхней мантии.

Области новейшего вулканизма Кавказа, расположенные в зоне Транскавказского поперечного поднятия, по данным М. Е. Артемьева (1971), попадают в пределы обширного долготно вытянутого регионального изостатического гравитационного максимума, обусловленного влиянием масс, расположенных на глубинах около 200 км и, возможно, отражающего подъем границ «главного» астеносферного слоя в верхней мантии.

Активизация зоны Транскавказского поднятия и приуроченность к

ней областей наземного вулканизма в позднеорогенной стадии, по мнению автора, находится в тесной связи с развитием Африкано-Аравийского рифтово-вулканического пояса, на непосредственном северном продолжении которого лежит эта зона поперечного поднятия (Милановский, 1972). Таким образом, специфика тектонического положения Кавказского сегмента Средиземноморского пояса, особенно отчетливо выявившаяся в неоген-четвертичное время, заключается в его приуроченности к участку стыка этого эпигеосинклинального орогенического пояса с северным окончанием крупнейшего позднекайнозойского континентального рифтового пояса. Новейшая тектоника и, в особенности, новейший вулканизм Кавказа, тем самым, отражают взаимодействие глубинных процессов, протекающих в этих двух принципиально разных тектоно-магматических поясах Земли (Милановский, 1975).

ЛИТЕРАТУРА

- Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1971.
- Балавадзе Б. К., Тулиани Л. И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона. ДАН СССР, т. 217, № 6, 1974.
- Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М., 1968.
- Милановский Е. Е. К проблеме плиоценовой истории Южного Каспия. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1968.
- Милановский Е. Е. К проблеме пространственных взаимоотношений геосинклинально-орогенных и рифтовых поясов. Вестник МГУ, сер. геол., № 4, 1972.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. «Недра», М., 1975.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии «Недра», М., 1973.

В. К. ЛУКАШЕВ, Н. В. ПАШАЛЫ,
Ю. В. САЯДЯН, Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ГЛИН ЗАКАВКАЗЬЯ

Палеогеографические условия накопления плейстоценовых отложений Закавказья характеризуются большим разнообразием.

В целях их изучения авторами анализировался вещественный состав глинистых пород в опорных разрезах из различных районов Азербайджана, Армении и Грузии.

В Грузии, на Колхидской низменности из двух скважин (Супса и Кетилари) отбирались образцы глин морского, дельтового и аллювиального генезиса от среднего плейстоцена до современного.

В настоящее время имеются данные, которые позволяют проследить эволюцию глинистых минералов в Рионской впадине в течение всего кайнозоя. Палеоген-неогеновые отложения этого района изучали В. Р. Влодарская и Г. И. Носов (1973). Для палеогеновых отложений Рионской впадины характерна монтмориллонитовая ассоциация. Основное различие между палеогеновыми и неогеновыми отложениями—это присутствие в первых смешанно-слоистого минерала и почти полное отсутствие его в верхней части разреза в неогеновых отложениях. В неогене возрастает роль монтмориллонита и гидрослюда в ассоциации глинистых минералов, а также отмечается присутствие каолинита и хлорита. Вместе с тем на площади Супса в Рионской низменности в неогене продолжает преобладать монтмориллонитовая ассоциация. Судя по нашим опорным разрезам в отложениях среднего антропогена среди глинистых минералов господствует монтмориллонит, хлорит, гидрослюда и другие.

По-видимому, изменения климата в плейстоцене не сказывались очень резко на природных условиях Колхидской низменности. Большую роль играли многократные колебания уровня моря и смещение фациального профиля, а также тектонические факторы, которые накладывали отпечаток на скорость осадконакопления и снос материала с весьма пестрого в литологическом и петрографическом отношении горного обрамления Колхидской низменности. Большую роль в глинистом литогенезе Колхидской низменности играет органическое вещество. Отмечаются различия в фациальных обстановках среднего и верхнего плейстоцена (включая голоцен). Среди глинистых минералов в голоцене и верхнем антропогене господствуют гидрослюда (50—80%), монтмориллонит (10—40%), хлорит (10—30%). В отдельных образцах верхнего антропогена в глинистой фракции отмечается кальцит. Возможно, его образование совпадает с эпохами более усиленного накопления карбонатов в Черном море в верхнем плейстоцене.

Особенности изменения глинистых минералов и органического вещества в современных торфяниках Колхиды изучали Л. И. Боголюбова и П. П. Тимофеев (1969). Ими установлено, что состав глинистых минералов изменяется в зависимости от фациальной среды и содержания органического вещества в породах. Вверх по разрезу увеличивается содержание каолинита, в содержании монтмориллонита наблюдается обратная закономерность. В изменениях содержания гидрослюды и хлорита четкой закономерности не обнаружено. Вместе с тем указанные авторы отмечают, что в торфах с зольностью менее 35% в составе глинистых минералов отсутствует монтмориллонит и хлорит при сохранении гидрослюды и каолинита. Отмечается появление вермикулита.

Проанализированные нами глины Армении представляют собой древние озерные отложения из Ширакской котловины. Отобранные образцы являются диатомовыми глинами и глинистыми породами с пресноводной фауной нижнего и среднего плейстоцена. Мощность толщи около 350 м.

Отложения нижнего озерно-аллювиального комплекса и большей части среднего озерного комплекса датируются бакинским ярусом (анийский горизонт), а отложения верхней части озерного и всего верхнего озерно-аллювиального комплекса бакинским ярусом—низями хазарского яруса (арапийский горизонт) (Саядян, 1969). Результаты комплексных исследований глин показали преимущественно монтмориллонитовый их состав с незначительной примесью гидрослюды и каолинита.

В генетическом отношении глины антропогена Азербайджана представлены морскими, озерными, аллювиальными, делювиально-пролювиальными разностями. В зонах повышенной вулканической деятельности в глинах присутствует пирокластита, и они переходят в туфоелиты и в глинистые туффиты. Породообразующими глинистыми минералами морской и континентальной фаций глин являются гидрослюды и монтмориллонит, которым подчинены каолинит, минералы палыгорски-товой группы, хлорит, смешаннослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового состава и вермикулит. Перечисленные минералы представлены как алотигенными, так и аутигенными разностями.

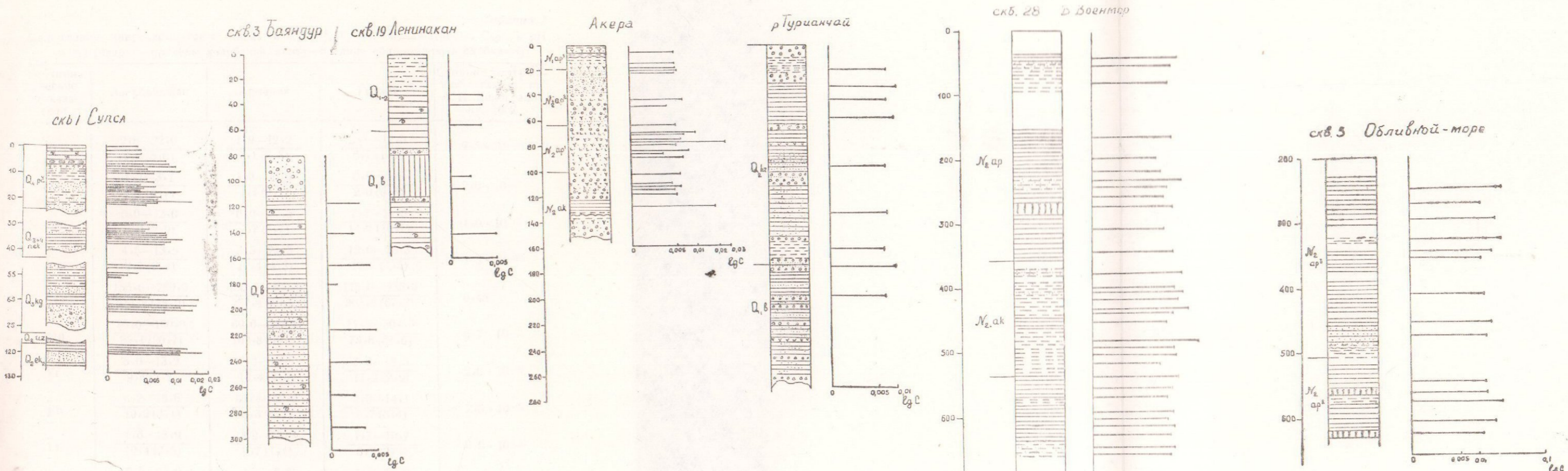
С применением методов математической статистики изучались рН, Сорг., карбонатность, содержание К и Na, а также ряда малых элементов (табл. 1). При исследовании преследовалась цель проведения анализов в одной лаборатории*, так как анализ образцов в разных лабораториях неизбежно влечет за собой погрешность и ошибки. Для плейстоценовых отложений изучаемых провинций характерно незначительное колебание рН, которое изменяется: в Грузии от 6,89 до 8,76 при среднем значении 7,82; в Армении—от 7,72 до 8,7—среднее 8,15; в Азербайджане—7,9 до 9,4 при среднем 8,91.

Установлена большая зависимость между рН и содержанием карбонатов и органического вещества. Большое количество карбонатов ведет к повышению рН среды. Например, большему значению рН в глинах Азербайджана соответствует более высокая карбонатность.

На распределение органического вещества в отложениях накладывает отпечаток прежде всего среда осадконакопления: морская или континентальная.

Известно, что в океанических условиях распределение органического вещества в широком плане подчинено климатической и циркум-

* Анализы выполнены в Институте геохимии и геофизики АН БССР. В них принимали участие Я. И. Аношко, В. И. Витушко, Т. Н. Симуткина, Л. В. Окунь и А. Д. Народецкая.



Условные обозначения:

- | | | | |
|--|---------------------|--|--------------------|
| | глина | | песчаный туфрит |
| | глина диатомовая | | туфропесчаник |
| | суглинок | | алебритовый туфрит |
| | супесь (алебрит) | | пелитотуфрит |
| | алебрит | | гилс |
| | хлоролит | | торф |
| | песок | | гиптя |
| | гравий-галечник | | растит остатки |
| | галечник | | пресноводная фауна |
| | вулканический пепел | | |

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ БОРА В ОПОРНЫХ РАЗРЕЗАХ ЗАКАВКАЗЬЯ

Таблица I

Содержание микроэлементов в глинах (в п. 10-3, К, Na, карбонатность, Сорг. и pH в %) (вверху—пределы колебаний, внизу—средние содержания, в скобках- σ)

Геохимические показатели	Азербайджан	Армения	Грузия	Средние содержания в глинах, по А. П. Виноградову, 1962
Ni	$\frac{2,8-22,0}{7,0(5,0)}$	$\frac{1,9-12,2}{7,1(2,3)}$	$\frac{2,1-12,5}{6,7(1,9)}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Co	$\frac{1,3-3,1}{1,7(0,7)}$	$\frac{1,0-20,0}{1,7(0,7)}$	$\frac{0,9-4,6}{2,0(0,8)}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Cr	$\frac{5,0-12,0}{8,0(2,0)}$	$\frac{6,0-10,5}{7,7(1,7)}$	$\frac{7,3-16,5}{14,4(16,7)}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
V	$\frac{4,5-13,5}{9,7(3,4)}$	$\frac{3,5-22,5}{11,4(4,3)}$	$\frac{12,0-26,3}{19,7(7,5)}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Ti	$\frac{155,0-280,0}{214,8(38,0)}$	$\frac{130,0-400,0}{257,4(59,5)}$	$\frac{175,0-486,0}{305,9(67,2)}$	0,45
Mn	$\frac{80,0-130,0}{95,1(20,7)}$	$\frac{69,0-255,0}{109,8(49,9)}$	$\frac{11,5-304,0}{75,8(61,6)}$	$6,7 \cdot 10^{-2}$
Zr	$\frac{6,0-13,2}{9,8(2,2)}$	$\frac{7,0-18,5}{10,4(2,5)}$	$\frac{7,0-18,5}{11,2(2,9)}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$
Rb	$\frac{6,2-16,6}{10,9(3,1)}$	$\frac{3,1-152,0}{8,3(3,1)}$	$\frac{2,0-14,1}{5,7(3,4)}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$
Li	$\frac{4,6-13,9}{10,4(2,5)}$	$\frac{3,9-13,9}{9,7(1,4)}$	$\frac{1,7-10,7}{3,9(2,3)}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$
B	$\frac{5,5-23,0}{11,3(6,0)}$	$\frac{1,4-6,8}{3,0(1,2)}$	$\frac{1,5-38,0}{11,6(9,5)}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
Ba	$\frac{3,0-38,0}{15,7(9,9)}$	$\frac{5,0-39,0}{15,3(8,4)}$	$\frac{13,0-160,0}{46,5(34,0)}$	$8,0 \cdot 10^{-2}$
Sr	$\frac{1,2-20,0}{9,6(6,4)}$	$\frac{1,1-43,0}{8,6(10,4)}$	$\frac{2,6-44,0}{12,6(9,6)}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$
Cu	$\frac{1,0-7,0}{3,1(1,3)}$	$\frac{1,0-6,0}{3,2(1,2)}$	$\frac{0,5-10,0}{3,6(2,2)}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Pb	$\frac{0,0-2,0}{0,7(0,6)}$	$\frac{0,0-1,0}{0,5(0,5)}$	$\frac{0,0-3,0}{1,1(0,8)}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
K	$\frac{0,56-3,32}{2,15(0,5122)}$	$\frac{0,68-2,16}{1,49(0,30)}$	$\frac{1,57-2,26}{2,00(0,2712)}$	2,28
Na	$\frac{0,61-2,16}{0,9609(0,2399)}$	$\frac{0,27-2,08}{0,9195(0,3263)}$	$\frac{0,53-2,00}{1,1159(0,3884)}$	0,66
pH	$\frac{7,9-9,4}{8,91(0,44)}$	$\frac{7,72-8,7}{8,15(0,35)}$	$\frac{6,89-8,76}{7,82(0,76)}$	
Сорг.	$\frac{0,05-0,87}{0,20(0,1923)}$	$\frac{0,10-1,62}{0,78(0,3855)}$	$\frac{0,11-11,48}{1,56(2,5292)}$	
карбонатность	$\frac{8,6-23,1}{13,56(4,04)}$	$\frac{1,00-20,3}{5,97(3,55)}$	—	

континентальной зональности. Накопление его в отложениях океанов, морей и крупных внутриконтинентальных водоемов обусловлено биологической продуктивностью, скоростью осадкообразования, механическим составом осадка, гидродинамическими условиями и газовым режимом.

Содержание $C_{орг.}$ в современных морских осадках колеблется от сотых долей процента до 6 процентов и более.

В континентальных отложениях распределение органического вещества неравномерное. Его концентрация в осадочных толщах зависит от климата, генетического типа отложений, структурного плана региона, рельефа области сноса, площади бассейна седиментации и других факторов.

Обычно максимальные содержания органических веществ тяготеют к участкам устойчивого и длительного погружения, иногда не компенсированного осадконакоплением. В периферических зонах концентрации рассеянного органического вещества значительно ниже.

Следует отметить, что рассматриваемый район Закавказья относится к районам, где встречается самая молодая нефть. Как указывает А. Леворсен (1970), самая молодая нефть имеет плейстоценовый возраст (около одного миллиона лет). Вопросы нефтеобразования изложены в многочисленных публикациях и более подробный разбор в задачу авторов не входит.

Анализ особенностей распределения органического углерода показал, что в глинах Грузии его содержание колеблется от 0,11% до 11,48% при среднем значении 1,56%. Плейстоценовые глины Армении и Азербайджана обнаруживают колебания содержаний органического углерода в меньшем интервале и при меньших величинах. В Армении—от 0,10% до 1,62% при среднем значении 0,78%; в Азербайджане—от 0,05% до 0,87% при среднем содержании 0,20%.

Изучалось также содержание битумов и гуминовых кислот в породах. Содержание гуминовых кислот (в % от органического вещества) достигает в скважине Супса—58%, глинистых породах с пресноводной фацией Ширакской озерной котловины—47,4% и только 6,02% в известковых глинах Азербайджана. Последние характеризуются также наиболее высокими содержаниями окисленных спирто-бензольных битумов (до 74,81%). Их величина в озерных глинах Армении достигает 47,4%. Сравнительно мало окисленных битумов в отложениях скважины Супса. Соответственно здесь больше хлороформенных битумов, характерных для более восстановительной обстановки. О степени восстановленности битумов можно судить также по коэффициенту А/С (отношение хлороформенных и спиртобензольных битумов). Его величины колеблются в значительных пределах. Максимальные величины достигают 2,9 в озерных глинах Ширакской котловины и 1,1 в эвксинских морских отложениях на глубине 199,3 м.

Для сравнения можно сказать, что величина этого коэффициента в нефтеносных отложениях с эпигенетическими битумами составляет порядка 10.

Изучение малых элементов (Ni, Co, Cr, V, Ti, Mn, Zr, Rb, Li, B, Sr, Cu) преследовало следующие цели: а) изучение геохимических провинций, б) индикаторов морского и континентального литогенеза, в) палеоклиматических индикаторов, г) индикаторов влияния вулканических процессов.

Из приведенных данных следует, что плейстоценовые глины Колхидской низменности характеризуются повышенными содержаниями Cr, V, Ti, Ba, Sr; низкими содержаниями Rb, Li.

Как известно, район Колхидской низменности характеризуется аномальными содержаниями марганца. Причем, не только в олигоценое время, когда образовалось знаменитое Чиатурское месторождение, но и в плейстоцене. Современные реки Колхиды содержат в своих водах наиболее высокие содержания марганца. Вместе с тем, за счет выноса этого элемента, его сравнительно мало в глинах.

Плейстоценовые глины древних озерных котловин Армении характеризуются низкими (по сравнению с глинами других провинций Закавказья) содержаниями К и В.

Для глин нижнего и среднего плейстоцена Азербайджана (Кура-Араксинская низменность) характерны повышенные содержания Rb и Li.

Как отмечалось выше, в зонах повышенной вулканической деятельности в Азербайджане в глинах присутствует пирокластика, и они переходят в туфопелиты, в глинистые туффиты и другие породы. В табл. 2

Таблица 2

Среднее содержание элементов, рН и общей карбонатности в туфопесчаниках Азербайджанской ССР

Элементы	В о з р а с т		
	Бакинский горизонт	Апшеронский горизонт	В сумме
Ni	0,0034	0,0046	0,0036
Co	0,0012	0,0010	0,0011
Cr	0,0075	0,0240	0,0129
V	0,0056	0,0087	0,0066
Ti	0,1978	0,2442	0,2172
Mn	0,1993	0,0913	0,1450
Zr	0,0078	0,0117	0,0096
Rb	0,0067	0,0073	0,0071
Li	0,0063	0,0038	0,0054
B	0,0083	0,0052	0,0068
K	1,4856	1,5567	1,5489
Na	1,1033	2,0030	1,5605
Ba	0,0178	0,0187	0,0174
Sr	0,0018	0,0032	0,0039
Cu	0,0016	0,0019	0,0019
Pb	0,0004	0,0007	0,0007
рН	9,18	8,90	9,12
общая карбонатность	19,91	12,03	14,88

приведены данные по содержанию микроэлементов, а также калия, натрия и величины рН и общей карбонатности в туфопесчаниках Азербайджанской ССР. По сравнению с глинами в них примерно в 1,5 раза больше Mn, Cr и Na. В свою очередь, в глинах выше содержания никеля, лития, бора, стронция, меди, кобальта, а также ванадия, рубидия и калия. Средние содержания титана, циркония и бария примерно одинаковые.

Так как геохимику приходится работать с большим количеством показателей, то в последнее время делаются попытки использовать комплексные коэффициенты (Лукашев, 1972). Выполненные нами расчеты коэффициентов по И. А. Комову показали (табл. 3), что по суммам содержаний элементов группы железа (F), рассеянных порообразующих элементов (Т), редких элементов (R) и металлическим элементам, на первом месте стоят образцы из Грузии, что можно объяснить условиями выветривания различных пород, в том числе изверженных в условиях гумидного климата. Если сравнивать отложения Армении и Азербайджана

Таблица 3

Величины геохимических коэффициентов в среднеплейстоценовых глинах Армении, Грузии, Азербайджана ($n \cdot 10^{-3}$)

	F	T	R	S	M
Армения	29,2	26,7	9,9	19,9	3,6
Грузия	37,8	49,1	12,0	22,9	5,0
Азербайджан	19,8	21,4	9,8	30,4	4,0

$F = Cr + V + Ni + Co$ (сумма содержаний элементов группы железа)
 $T = Sr + Ba + Ga$ (сумма содержаний рассеянных породообразующих элементов)
 $R = La + Yt + Yb + Nb + Ta + Zr$ (сумма содержаний редких элементов)
 $S = B + Be + Li + Rb$ (сумма содержаний малых петрогенных аксессуаров)
 $M = Cu + Pb + Zn$ (сумма содержаний металлических элементов)

байджана, то оказывается, что величина коэффициентов S (сумма содержаний малых петрогенных аксессуаров) выше в Азербайджане. В Армении выше сумма содержаний элементов группы железа.

Колебания морских и пресноводных режимов в глинистых отложениях Колхидской низменности фиксируются в содержаниях бора.

Как известно, бор является наиболее чувствительным индикатором палеосолености. В скважине Супса в Грузии (рис.) его содержания колеблются от 0,001 до 0,023%, что хорошо коррелируется с предварительным разделением осадков на пресноводные и морские по геологическим данным. Наиболее высокие содержания бора отмечаются в древних эвксинских и узунларских дельтово-морских отложениях среднего антропогена. Средние и абсолютные содержания бора в скважинах на дне Каспийского моря значительно выше. Здесь в скважине № 28 количество бора изменяется от 0,009 до 0,05%. Наиболее высокие содержания бора характерны для акчагыла. В скважине № 5, которая характеризует отложения среднего и верхнего апшерона, содержания бора изменяются в пределах 0,01—0,027%. Наибольшие значения характерны для верхней части верхнего апшерона.

Содержание бора в пресноводных озерных глинах Армении 0,001—0,006%, еще меньше в диатомовых глинах—0,001—0,002%.

Была выявлена также связь состава глин с климатическими условиями осадконакопления. В отложениях анийского горизонта (плювиальная эпоха с относительно прохладными и влажными условиями) больше рассеянного органического вещества, чем в отложениях арапийского горизонта (1,07 и 0,50%), а также выше содержание V и Mn. В арапийских отложениях (межплювиальная эпоха с относительно теплыми и засушливыми условиями) карбонатность глин (7,4 и 4,2% соответственно) выше, больше Sr, Rb, Na.

Проводимые авторами исследования представляют интерес не только с точки зрения изучения отдельных палеогеографических особенностей плейстоценовой осадочной толщи Закавказья, но также для изучения биогеохимических провинций и особенностей их развития. Как известно, на территории Кавказа имеются аномальные участки, например, кобальтовая биогеохимическая провинция в Армении. Данная работа может представить также интерес при геохимических поисках в связи с необходимостью разработки методов поисков полезных ископаемых, скрытых под мощным осадочным чехлом.

ЛИТЕРАТУРА

- Боголюбова Л. И., Тимофеев П. П.* О постседиментационных изменениях глинистых минералов и органического вещества в торфяниках Колхиды. «Литология и полезные ископаемые», № 5, 1969.
- Владарская В. Р., Носов Г. И.* О генезисе глинистых минералов нефтегазоносных палеоген-неогеновых отложений Азово-Кубанской и Рионской впадин. «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1973.
- Лукашев В. К.* Геохимические индикаторы процессов гипергенеза и осадкообразования. «Наука и техника», Минск, 1972.
- Леворсен А.* Геология нефти и газа. Изд. «Мир», М., 1970.
- Саядян Ю. В.* Ширакский опорный разрез четвертичных континентальных отложений в Закавказье. Изв. АН Арм. ССР, «Науки о Земле», № 3, 1969.

Б. А. АНТОНОВ, Н. Е. АСТАХОВ, С. П. БАЛЪЯН, Б. А. БУДАГОВ,
Н. В. ДУМИТРАШКО, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, М. А. МУСЕЙБОВ,
И. Н. САФРОНОВ, Д. В. ЦЕРЕТЕЛИ, Н. Ш. ШИРИНОВ

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА КАВКАЗА

Горные сооружения Кавказа являются типичным примером молодого, тектонически обусловленного рельефа Альпийского орогенического пояса. В наиболее приподнятых зонах распространен денудационно-тектонический рельеф сводово-глыбовых и глыбовых горных хребтов, а на Малом Кавказе—наряду с ними широко развиты грабенообразные и грабен-синклинальные, преимущественно продольные, унаследованные (реже наложенные) внутригорные впадины. В периферических частях хребтов Большого и Малого Кавказа, испытавших воздымания меньшей амплитуды, на крыльях сводово-глыбовых горных сооружений или в областях ранне- и среднеальпийских синклинориев и структурных ступеней Западной Грузии и Дагестана господствует эрозионно-денудационный, в значительной степени литоскульптурный рельеф со сложными ороструктурными взаимоотношениями (инверсионными, полупрямыми и смешанными морфоструктурами).

Вулканические нагорья Закавказья представляют собой сложное сочетание лавовых плато и вулканических массивов, в Южно-Грузинском нагорье субмеридиональных, а в Армянском нагорье—субширотных. Плато приурочены к синклинальным или эрозионным понижениям долавоовой поверхности. Вулканические массивы характеризуются прямым рельефом, созданным новейшими сводово-глыбовыми и сводовыми поднятиями гетерогенного байкальского и раннеальпийского фундамента, перекрытого эффузивами, а прилегающие к ним котловины образованы вулканотектоническими проседаниями.

На северном склоне Большого Кавказа в тектоно-вулканических депрессиях расположены высокие вулканические нагорья (Эльбрус, Верхнечегемское), на Нижнем Чегеме—липаритовые покровы, в Казбежском районе и Кельском нагорье—вулканы, лавовые плато и потоки, а в Западной Грузии на Южном склоне Большого Кавказа и Гурийском хребте—небольшие лавовые конусы.

В осевых частях межгорных и частично предгорных прогибов располагаются аккумулятивные (флювиальные и таласогенные, позднелейстоценовые и голоценовые) равнины, на границах с поднимающимися хребтами—аллювиально-пролювиальные моноклиальные подгорные равнины и плато, а в восточных частях прогибов и во впадине Южного Каспия—зоны молодой плиоцен-плейстоценовой, инверсионной, частично конседиментационной складчатости с прямым тектоническим рельефом антиклинальных и моноклиальных хребтов и гряд.

нередко осложненных грязевым вулканизмом, а также синклинальных плато и котловин.

В Азербайджане Апшеронский полуостров, Кобыстан, северо-восточная часть Куринской впадины и южная—Каспийской являются классическими районами развития грязевого вулканизма. Значительно меньше его проявления на Таманском полуострове.

Главными агентами формирования рельефа Кавказа были контрастные дифференциальные новейшие тектонические движения большой амплитуды, сопровождавшиеся кайнозойским вулканизмом и смена климатических условий—колебаний тепла и влаги, в значительной степени усиленная тектоническими факторами. Новейшие тектонические движения вызвали переработку древнего, доальпийского и раннеальпийского структурного плана, в значительной степени унаследованного в рельефе осевых хребтов Большого Кавказа (особенно в пределах древнего герцинского фундамента Центрального Кавказа), и докембрийского фундамента, образующего Дзирульский срединный массив, Храмский, Локский и Арзаканский массивы в Закавказье.

Для движений наиболее важного, позднеорогенного этапа развития альпийской геосинклинальной зоны характерны блоковые и сводово-блоковые структуры, связанные с системой продольных и особенно, поперечных разломов.

Наибольшее значение имело поперечное Транскавказское поднятие, продолжающееся на север в пределы Скифской и Русской платформ. С этим поднятием связана серия разломов и флексур, современная сейсмичность и молодой эффузивный вулканизм. С рядом разломов связано громадное переуглубление долин Кавказа в ледниковые эпохи (до 400 м в долине р. Терек).

Складчатые, антиклинальные хребты имеют в морфоструктуре Кавказа подчиненное развитие.

Литологические особенности пород отражались преимущественно на характере мезорельефа (строение долин, характер водоразделов). Среди литологических комплексов наиболее важные значения имели плотные бронирующие свиты, с которыми обычно связаны пологие склоны куэст и инверсионные формы (синклинальные вершины и плато), а также интрузивные и эффузивные породы, вызывающие резкие сужения долин и образующие отрепарированные уступы на склонах. С карбонатными породами связано развитие карстового рельефа в Западной Грузии, на Северном Кавказе и на Малом Кавказе, где их распространение весьма ограничено. Денудационно-неустойчивые породы (флиш, глинистые сланцы, мергели, рыхлые песчаники) определяют развитие литоскульптурных котловин и депрессий, иногда антиклинальных (обращенных).

Большое влияние на динамику развития рельефа Кавказа оказали структуры древнего консолидированного кристаллического и метаморфического фундамента, формирование которого закончилось региональной планацией в поздне-герцинское время. В начале альпийского геосинклинального цикла разбитый разломами герцинский фундамент Большого Кавказа и Предкавказья испытал полную инверсию рельефа и тектонического плана, сопровождавшуюся крупными опусканиями и установлением геосинклинального режима. Возможно, что в период максимальной, ранне-юрской трансгрессии центральные части Большого Кавказа не заливались морем и унаследованы от герцинских структур. К концу средней юры здесь появляется серия островов. С триаса по нижний мел аналогичный режим существовал и в Западной Грузии, где происходило частичное выравнивание рельефа и образование кор

выветривания, впоследствии перекрытых морскими позднемезозойскими отложениями.

В позднеальпийскую геосинклинальную стадию на Большом Кавказе центральное положение занимала геоантиклиналь, соответствующая современному Водораздельному хребту, представлявшая собою со средней юры до эоцена область относительных поднятий, выраженных в рельефе плоской подводной возвышенностью или рядом островов, которые имели характер узких скалистых приразломных поднятий—кордильер, сложенных позднеюрскими известняками. На юго-восточном Кавказе они образуют в настоящее время утесы откопанного древнего мезозойского рельефа.

Закавказская межгорная депрессия имела в геосинклинальном альпийском цикле сложное развитие с неоднократной сменой знака движений, и в целом не была областью крупных погружений, особенно в пределах Грузинского срединного массива, который был относительно приподнят в начале этого цикла.

На Малом Кавказе в альпийском геосинклинальном цикле происходило развитие ряда прогибов. В позднем мелу в прогибающихся структурах возникли подводные извержения и накопление вулканогенно-осадочных толщ. В Севанском прогибе в позднеальпийской геосинклинальной стадии погружения сопровождалась внедрением гипербазитов, а в Ордубадском—крупных массивов гранитоидов, выраженных в современном рельефе.

Орогенный этап развития на Кавказе начинается с олигоцена, когда происходит инверсия тектонического режима и рельефа, закладывается начало его континентального развития и зарождается речная сеть. Для раннеорогенной стадии (олигоцен—средний сармат) характерны сравнительно небольшие контрасты рельефа относительно равнинной и низкогорной суши на Большом Кавказе, в западной, средней и восточной частях Закавказской депрессии. На отдельных участках Юго-Восточного Малого Кавказа в позднем олигоцене образуются среднегорья, превышавшие низкогорные хребты Центрального и Восточного Кавказа (Ханн, 1953). С позднего олигоцена на Малом Кавказе господствует лагунный и континентальный режим, который заканчивается слиянием островов в единый массив суши.

В олигоцене—раннем миоцене наблюдается относительное равновесие умеренных тектонических поднятий и денудации и планация рельефа. К этому времени относятся наиболее древние, исходные поверхности выравнивания Большого и, особенно, Малого Кавказа.

Решающее значение для развития рельефа Кавказа имела позднеорогенная стадия орогенного этапа альпийского тектонического цикла, начавшаяся в позднем миоцене и охватившая плиоцен и четвертичный период. Для нее характерны контрастные, дифференциальные некомпенсированные денудацией поднятия, сопровождавшиеся наземным эффузивным вулканизмом, особенно мощно проявившимся в миоплиоцене в Армянском вулканическом нагорье. В позднем плиоцене и четвертичном периоде здесь продолжается активная вулканическая деятельность, хотя ее масштабы по сравнению с миоплиоценом постепенно убывают. На Большом Кавказе эффузивный кайнозойский вулканизм проявился в позднем плиоцене и плейстоцене и охватил относительно небольшие районы, прилегающие к Транскавказскому поднятию.

Новейшие тектонические поднятия на Большом Кавказе вызвали образование среднегорного, а с мзотиса—высокогорного рельефа. Формирование его в близких к современным очертаниях завершается на Большом и Малом Кавказе в позднем плиоцене. Одновременно происхо-

дит опускание краевых и межгорных прогибов и их заполнение континентальными молассами, в которых (преимущественно в восточной части Кавказа) возникает инверсионная конседиментационная складчатость, выраженная в рельефе. Благодаря вовлечению прогибов в поднятия прилегающих хребтов, площадь прогибов сокращается за счет образования подгорных аккумулятивных равнин и денудационно-аккумулятивных плато. Части прогибов, залитые водами прилегающих к Кавказу Черного и Каспийского морей, постепенно осушаются. Эвстатические колебания, достигавшие в течение среднего плиоцена до 500—600 м ниже уровня океана в Каспийском бассейне и в плиоцене до 200 м в Черноморском бассейне, оказали большое влияние на развитие экзогенных процессов. Колебания уровня Черного моря способствовали переуглублению долин, особенно в позднем плейстоцене (Островский, 1967).

Новейшие тектонические движения имели прерывистый характер и отличались активизацией или временным затуханием поднятий и их сменой опусканиями, сопровождавшимися трансгрессиями, планацией рельефа и образованием поверхностей выравнивания. В позднеорогенную стадию наиболее обширными и региональными эпохами планации и формирования поверхностей выравнивания были поздний миоцен, а в восточной части Кавказа—поздний плиоцен—акчагыл. В конце позднего плиоцена—начале плейстоцена шло прерывистое неполное выравнивание с образованием серии узких поверхностей на склонах водораздельных хребтов и крупных долин.

Речная сеть Кавказа развивалась с олигоцена и имела в горных зонах преимущественно поперечный, консеквентный характер. Боковые притоки главных рек и основные плиоценовые реки областей погружений Большого Кавказа (особенно Юго-Восточного) и восточной части Малого Кавказа имели продольное направление. Рисунок речной сети в горных областях в значительной мере определялся системой разломов, а в пределах прогибов—осевыми зонами их максимального опускания. В растущих блоковых и складчатых структурах развивались антецедентные долины. В вулканических районах долины закладывались на контакте лавовых потоков, заливавших древние понижения рельефа, частью откопанные дальнейшей эрозией. Современная коленчатая речная сеть возникла в результате многочисленных перехватов, связанных с дифференциальными поднятиями. Важнейшими этапами перестройки речной сети были: средний и поздний плиоцен и средний-поздний плейстоцен.

Количество уровней террас и их высоты в разных районах Кавказа различны (см. табл.).

Приведенные в таблице цифры показывают значительно меньшее число уровней и меньшие четвертичные поднятия террас Малого Кавказа по сравнению с Большим Кавказом, особенно с его юго-восточной частью.

Несоответствие числа террас и их высот на Северо-Западном и Юго-Восточном Кавказе Д. А. Лилиенберг и В. М. Муратов (1968) объясняют значительными дифференциальными поднятиями с большой частотой ритмов движений на Юго-Восточном Кавказе, что обусловливает тектонический «перекося» Большого Кавказа в плейстоцене. Однако не следует забывать, что часть террас Каспийского бассейна связана с эвстатическими колебаниями его уровня.

Большой интерес представляют новые данные, полученные по определению абсолютного возраста морских террас западного побережья Каспия, охватывающие Прикаспийскую низменность в Предкавказье,

побережье Дагестана и северо-восточного Азербайджана*. По радиоуглеродным датировкам (C^{14}) новокаспийские отложения (за исключением наиболее древних) имеют возраст от 200 до 6400 лет, позднехвалынские—9900—15500 лет, раннехвалынские—11300—18400 лет, поздне-

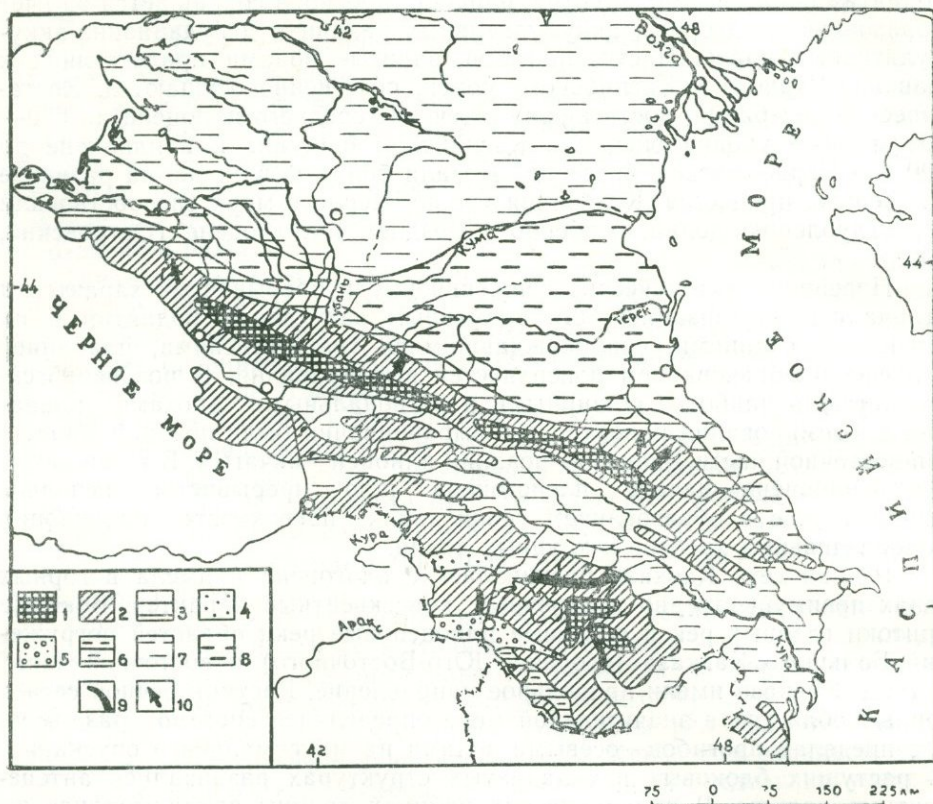


Рис. 1. Палеогеографическая схема Кавказа и Предкавказья в позднем олигоцене—нижнем миоцене.

1—среднегорья (Малый Кавказ) и низкогорья (Большой Кавказ); 2—денудационные равнины с участками умеренно-расчлененных низкогорий; 3—абразионно-аккумулятивные морские прибрежные равнины; 4—озерный бассейн с мелкозернистыми фациями; 5—озерный бассейн с молассовыми фациями; 6—опресненный морской бассейн; 7—мелкое море; 8—море с относительно глубоководными впадинами; 9—речные долины; 10—направление стока.

хазарские—25300—42000 лет. По данным термолюминесцентного анализа возраст позднехвалынских отложений колеблется от 14600 до 18500 лет, раннехвалынских—от 42000 до 71000 лет, позднехазарских—от 71000 до 254000 лет, а бакинских—от 380000 до 480000 лет. Определению подвергались раковины моллюсков из разных уровней новокаспийских, хвалынских, позднехазарских и бакинских террас, взятые в различных районах Западного побережья Каспия. По торий-урановому

* Доклад Г. И. Рыгачева с соавторами 22/V—1973 г. в Московском филиале Гос. Географического общества. Анализы произведены в Геологическом и Геохимическом институтах АН СССР и Лаборатории палеогеографии новейших отложений плейстоцена МГУ.

методу имеется одна датировка позднехазарских отложений из Северного Дагестана (Шурали) в 81000 лет*. Значительные колебания возрастных датировок связаны с определениями возраста отложений в разных террасах и, вероятно, из разных по возрасту горизонтов плейстоценовых отложений Каспия. В целом получается впечатление, что

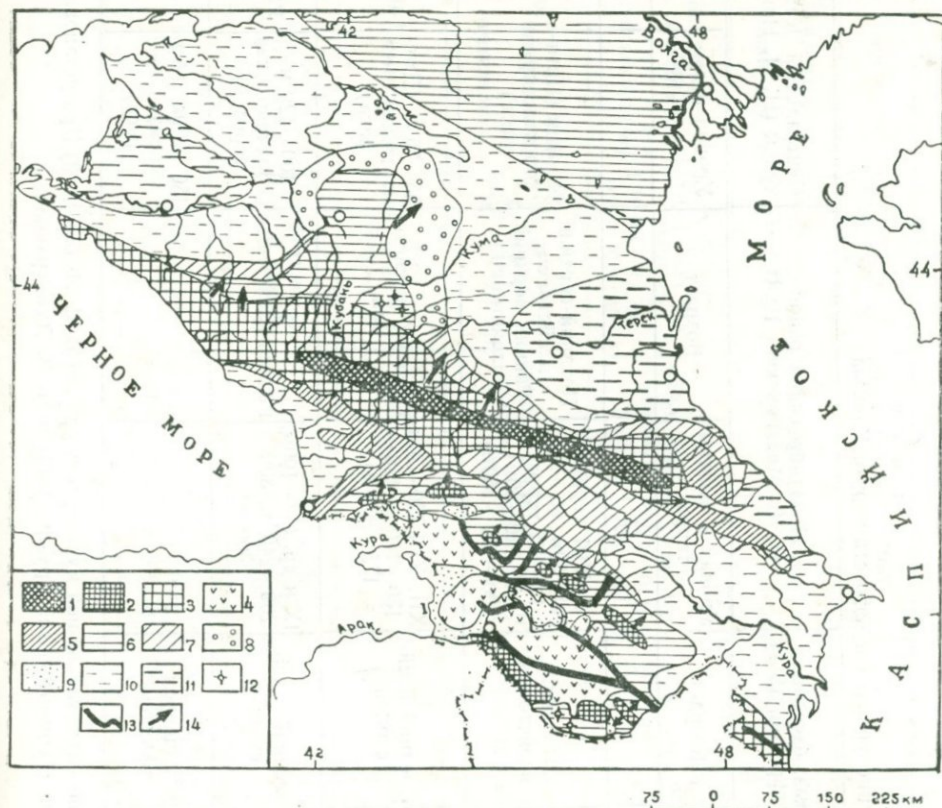


Рис. 2. Палеогеографическая схема Кавказа и Предкавказья в позднем миоцене—раннем плиоцене.

1—высокогорные хребты; 2—среднегорные хребты с высокогорными участками; 3—среднегорные и высокогорные хребты; 4—вулканические горы и плато; 5—равнины и низкогорья; 6—денудационные равнины; 7—аллювиальные предгорные равнины; 8—аккумулятивные морские равнины; 9—озера; 10—мелкое море; 11—относительно глубокое море; 12—лакколлиты и гипабиссальные интрузии; 13—речные долины; 14—направление стока.

возраст хвалынских отложений несколько завышен по сравнению с ранее существовавшими представлениями, основанными на общих стратиграфических и палеогеографических данных. Очевидно, эта работа требует дальнейшей проверки путем тщательного анализа стратиграфического положения взятых образцов, а также детального геоморфологического картирования террас.

Несколько радиоуглеродных датировок по C^{14} имеются на побережье Черного моря. Для сурожской террасы, южнее мыса Тузла на восточном берегу Керченского пролива, установлен возраст в 32000 (± 1000 лет), а на западном берегу Керченского пролива у пос. Герьев-

* Анализы Х. А. Арсланова (ЛГУ).

Сопоставление уровней и возраста террас Кавказа

Северо-Западный Кавказ, (В. М. Муратов, 1964)		Западный Кавказ; бассейн Кубани (И. Н. Сафронов, 1957)		Приэльбрусский район (Е. Е. Милановский, 1968)		Центральный Кавказ, р. Под- кумок (Н. И. Николаев, 1968)	
Уровни и вы- соты террас	Возраст	Уровни и высоты террас	Возраст	Уровни и высоты террас	Возраст	Уровни и вы- соты террас	Возраст
I 4—7 м	Голоцен						
II 7—10 м	Сурожский (поз- дний плейстоцен)	I—VII террасы (1—30—35 м)	Поздний плейстоцен	I—VIII террасы (40—50м, 60—70 м) IX—XI террасы (10—20—30м) (80—120—150м)	Поздний-верхний плейстоцен Ранний верхний плейстоцен	24—30 м (Пяти- горская тер- раса)	Поздний плей- стоцен
III 12—15 м 15—17 м IV 20—30 м IV 40—50—60 м	Позднекарангатс- кий Раннекарангатский Узунларский	VIII терраса (40—70 м)	Средний плей- стоцен	XII, XIII (20—30м, 130—140 м, 170— 175—800 м)	Средний плейсто- цен	55—75 м (Дже- магатская тер- раса)	Средний плей- стоцен
V 100 м 120— 130 м 140 м	Чаудинский	IX терраса (80— 150 м)	Ранний плей- стоцен	IX и др. (50—100м, 200—240 м, 300— 360 м)	Ранний плейстоцен	100—120 м (Горячеводская терраса)	Ранний плей- стоцен
		X терраса (175— 200 м) XI терраса (300—350м)	Апшерон Акчагыл			180—200м (Ар- мянская тер- раса)	Апшерон

1) Личное сообщение; 2) Возраст террасы установлен по находкам на ней мустьерских орудий В. П. Любиным; 3) При установлении возраста этих террас использованы данные С. Н. Наманишвили (Геоморфология Грузии, 1971) и Н. В. Думитрашко.

Долина р. Терек (Д. В. Церетели, 1966)		Юго-Восточный Кавказ (Д. А. Лилленберг, В. М. Муратов, 1968)			Долина р. Куры и район Тбилиси (Д. В. Церетели, 1966) 3)		Малый Кавказ (Б. А. Антонов, 1971)			
Уровни и высоты террас	Возраст	Уровни и высоты террас	Возраст	Уровни и высоты террас	Возраст	Уровни и высоты террас	Возраст			
I 3—5 м	Голоцен	I 1,5—2 м II 5—7 м	Поздневокаспийск. Ранневокаспийск.	Голоцен	1—3—5 м	Голоцен	I 1—2,5 м II 4—8 м, 10—15 м	Новокаспийский (голоцен)		
II 15—20 м	Поздний плейстоцен	III 9—12 м IV 15—18 м V 20—25 м VI 30—33 м VII 40—45 м VIII 50—55 м	Позднехвалынский Раннехвалынский	Поздний плейстоцен	II 8—10 м III 40—50 м	Поздний плейстоцен	III 18—26—30 м IV 22—35—45 м 50—60 м	Позднехвалынский Раннехвалынский	Поздний плейстоцен	
100—130 ² м	Средний плейстоцен	IX 75—80 м X 90—100 м XI 110—125 м XII 150—160 м XIII 180—200 м	Позднехазарский Раннехазарский	Средний плейстоцен	IV 60—70 м V 110—130 м VI 160—170 м	Средний плейстоцен	V 60—75—80 м VI 75—106 м 90—130 м VII 140—150 м 90—100 м 1)	Позднехазарский Гюрганский Раннехазарский	Средний плейстоцен	
200—250 м	Ранний плейстоцен	XIV 220—240 м XV 250—260 м	Позднебакинский Раннебакинский	Ранний плейстоцен	VII 240—260 м	Ранний плейстоцен	VIII 160—180 м IX 220—250 м	Позднебакинский Раннебакинский	Ранний плейстоцен	
					VIII 300—350 м	Поздний плейстоцен	X 260—280 м XI 330—350 м	Апшерон	Поздний плейстоцен	

ское (Эльтиген) установлен возраст нижней части разреза карангатских отложений в 37800 ± 2200 лет, что доказывает их принадлежность к позднему карангату (Благоволин, Девириц, Серебрянный, 1972). Радиоуглеродные датировки торфяника в г. Потти (Нейштадт и др., 1965) показали, что торф, синхронный древнечерноморским отложениям, имеет возраст в 4000—5000 лет.

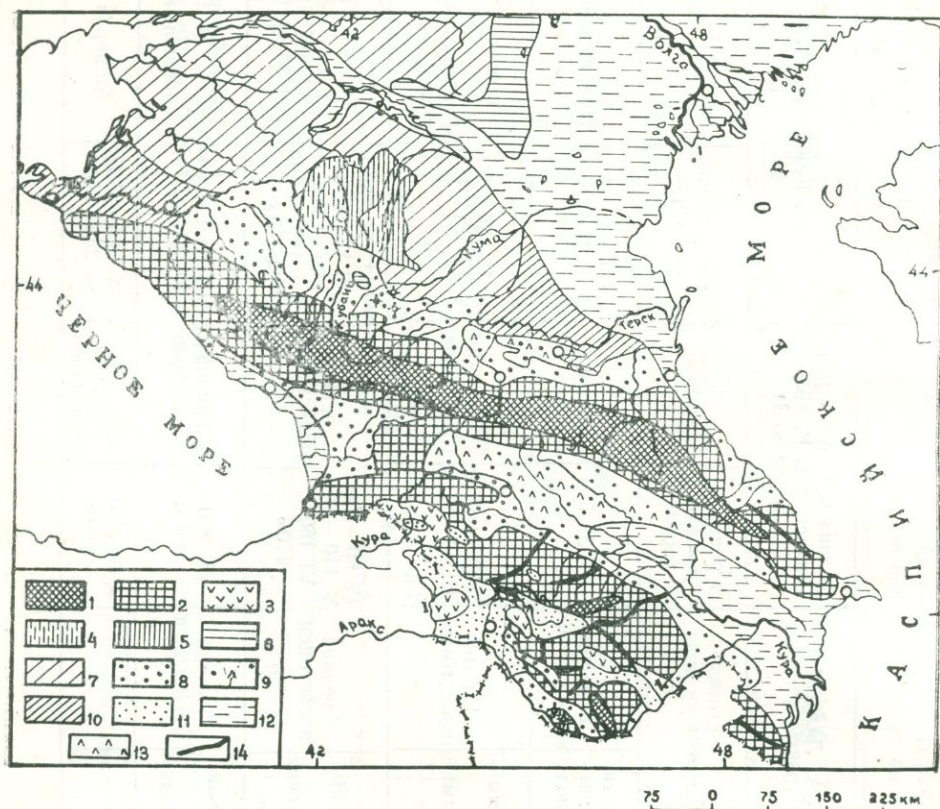


Рис. 3. Палеогеографическая схема Кавказа и Предкавказья в позднем плиоцене (апшероне).

1—высокогорный рельеф с оледенением полупокровного и горно-долинного типа; 2—среднегорья и низкогорья; 3—вулканические, преимущественно высокогорные, сооружения; 4—структурно-эрозионные равнины; 5—эрозионные останцовые возвышенности; 6—денудационные равнины; 7—аллювиально-делювиальные равнины; 8—аллювиально-пролювиальные, частью флювиогляциальные равнины; 9—аллювиально-пролювиальные равнины с вулканогенной седиментацией; 10—аллювиальные равнины; 11—котловины с речной и озерной седиментацией; 12—море; 13—складчатые антиклинальные гряды; 14—речные долины.

Эти данные позволяют сопоставлять позднекарангатские отложения Черноморского бассейна с позднехазарскими, а древнечерноморские— с новокаспийскими слоями. Дальнейшее усовершенствование методики применения абсолютных датировок морских террас позволяет получить более обоснованную, чем в настоящее время, схему соотношений морских и речных террас Черноморского и Каспийского бассейнов и основные этапы их палеогеографического развития в плейстоцене.

В образовании рельефа Кавказа, начиная с позднего плиоцена, громадное значение имели эпохи оледенения, совпадающие с планетарными

похолоданиями, усиленными и в значительной степени predeterminedными тектоническими поднятиями. В экстрагляциальных районах во время оледенений существовали, по-видимому, плювиальные условия.

Палеогеографический анализ показывает, что в течение всей эволюции рельефа Кавказа, начиная с олигоцена, экзогенные процессы на его территории отличались различной интенсивностью в зависимости от темпа тектонических поднятий и связанных с ними изменений климата. По Г. К. Габриеляну (1971), годичный слой сноса, вычисленный по твердому стоку рек, достигает на Кавказе от 0,025 мм/год до 2 мм/год.

Сравнение суммарной интенсивности денудационных процессов, полученных Г. К. Габриеляном (1971) для Кавказа, со скоростями современных тектонических движений показывает, что интенсивность экзогенных факторов формирования рельефа почти на один порядок отстает от тектонической составляющей, а усредненная (среднегодовая) скорость неотектонических поднятий в несколько раз больше денудации.

Размеры денудации усиливались на этапах наиболее активных поднятий и дифференциальных движений— в мэотисе, среднем и позднем плиоцене, и на различных этапах плейстоцена, особенно на рубеже его среднего и верхнего отделов. На развитие денудации оказали определяющее влияние также смены климатического режима, вызывавшие, в сочетании с тектоническими поднятиями, оледенения Кавказа и их чередование с межледниковьями. В периоды отступления ледников, в связи с их таянием, денудационные процессы, особенно флювиальные, значительно активизировались, в перигляциальных районах возникали интенсивные и многообразные гравитационные явления, у окончания ледников наблюдалось образование озер и селевых потоков в результате их катастрофических прорывов. Во время оледенений происходило замедление ряда денудационных процессов, в связи с выпадением осадков в твердом виде, но в экстрагляциальных областях, где господствовал плювиальный климат, эрозионные и аллювиально-пролювиальные процессы проходили достаточно интенсивно. Стационарное изучение экзогенных процессов Кавказа и применение современных методов исследования различных генетических типов четвертичных отложений, средне- и крупномасштабное геоморфологическое картирование—дальнейшие задачи изучения экзогенных процессов Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов Б. А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Изд. «Элм», Баку, 1971.
2. Благоевич Н. С., Девиц А. Л., Серебряный Л. Р. Гляциоэвстатические колебания уровней морей Восточной Европы в вюрме по новым радиоуглеродным данным. В кн.: «Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии, в том числе новейших геологических образований». М., 1972.
3. Габриелян Г. К. Интенсивность денудации на Кавказе. «Геоморфология» № 1, 1971.
4. Геоморфология Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
5. Думитрашко Н. В., Лилиенберг Д. А. Современные проблемы геоморфологии Кавказа. В сб.: «Рельеф горных стран». Вопросы географии, в. 74. «Мысль», М., 1968.
6. Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Антонов Б. А., Астахов Н. Е., Бальян С. П., Лилиенберг Д. А., Мусейбов М. А., Сафронов И. Н., Шириков Н. Ш. Морфо-структурные закономерности Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геогр., в. 6, 1968.
7. Лилиенберг Д. А., Муратов В. М. О закономерностях формирования рельефа горных окончаний Большого Кавказа. Рельеф горных стран. Вопросы географии., в. 74, «Мысль», М., 1968.
8. Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и типы вулканических ландшафтов Кав-

- каза. В сб.: «Рельеф горных стран». Вопросы географии, в. 74. «Мысль», М., 1968.
9. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М., 1968.
10. Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девирц А. Л., Маркова Н. Г. Имнатское болото (Грузинская ССР). В сб.: «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода». «Наука», М., 1965.
11. Муратов В. М., Неотектоника и рельеф Северо-Западного Кавказа. Автореферат диссертации. М., 1964.
12. Николаев Н. И. О возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Тр. МГРИ, т. XXIII, 1948.
13. Сафронов И. Н. Материалы к истории речной сети Северо-Западного Кавказа. Тр. Ставропольск. Гос. пед. ин-та, в. II, 1957.
14. Сафронов И. Н. Палеогеоморфология Северного Кавказа. «Недра», М., 1972.
15. Сафронов И. Н. Террасы Кубани. Географический сборник Геогр. О-ва СССР, X, 1958.
16. Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии. Изд. АН Груз. ССР, Тбилиси, 1966.

К. А. АЛИЗАДЕ, Б. Г. ВЕКИЛОВ,
Э. М. АСАДУЛЛАЕВ, С. К. КАРЯГДЫ

СТРАТИГРАФИЯ МОРСКИХ АНТРОПОГЕНОВЫХ (ЧЕТВЕРТИЧНЫХ) ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

В Азербайджане антропогенные (четвертичные) отложения имеют большое территориальное распространение. Они широко развиты на ю.-в. погружении Б. Кавказа—в пределах Апшеронского полуострова, Кобыстана; в Куринской межгорной впадине—на территории Кура-Араксинской низменности, ее бортах, акватории Бакинского архипелага и островов; в передовых прогибах ю.-в. Кавказа и горной системы Талыша—в Прикаспийской области северо-восточного Азербайджана, предгорьях Талыша; а также на юго-восточном склоне Малого Кавказа и некоторых других пунктах.

Антропогенные отложения участвуют в геологическом строении Азербайджана и прилегающей акватории Каспия, в строении отдельных, морфологически выраженных в рельефе местности структур, слагают морские и речные террасы, приподнятые на различные гипсометрические высоты (от 26 м до 400 м абс. выс.), образуют обширные равнинные области, мощные скопления аллювиально-делювиально-пролювиальных, аллювиально-флювиогляциальных отложений, вулканогенных образований и др.

Генетически антропогенные (четвертичные) отложения, представленные, главным образом молассовой формацией, характеризуются большим разнообразием. Но в основном они выражены в морской и континентальной фациях. Морская фация, богато охарактеризованная палеонтологическими остатками, наибольшее развитие получила в пределах восточной, а континентальная—в центральной и западной частях Азербайджана. В наиболее глубоководных зонах Каспийского бассейна антропогенные отложения достигают значительной мощности, превышая местами 1500—1700 метров.

В составе антропогенных отложений Азербайджана, по данным морской конхилиофауны, нами выделяются следующие стратиграфические подразделения: нижний плейстоцен—тюркянские слои, бакинский горизонт, мингечаурские (урунджикские) слои; средний плейстоцен—хазарский горизонт; верхний плейстоцен—хвалынский горизонт; голоцен—новокаспийский горизонт.

Граница между неогеном и антропогеном проводится нами по кровле апшеронского яруса.

Тюркянские слои. Тюркянские морские отложения имеют в Азербайджане небольшое территориальное распространение. Они развиты в пределах Апшеронского полуострова, юго-восточной части Куринской низменности и на островах Бакинского архипелага, где вскрыты в основном поисковыми скважинами и обнажаются на поверхности.

Тюркянские слои залегают между отложениями апшеронского яруса и бакинского горизонта, заполняя главным образом синклинальные прогибы, а также слабая крылья складок и их сводовые части.

Литологически они представлены прибрежными и мелководными отложениями, бедно охарактеризованными фауной моллюсков. В них обнаружены мелкие гастроподы (*Lithoglyphus* sp., *Planorbis* sp.), представителю других гастропод (*Lymnaea* sp., *Melanopsis* sp.), дрейссен (*Dreissena* ex gr. *rostriformis*) и различные остракоды (*Candoniella subellipsoida* (Sharap.), *Pliocypris bella* (Sharap.), *Eucypris famosa* Schneid., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Loxosoncha eichwaldi* Liv. и др.

Подобная ассоциация фауны свидетельствует об опресненности вод в акваториях «Апшеронского» и «Ширванского» заливов замкнутого Тюркянского озера-моря, в пределах которых шло формирование мелководных тюркянских отложений.

В тюркянских слоях также были встречены некоторые растительные остатки очень плохой сохранности.

Мощности тюркянских слоев возрастают в юго-восточном направлении, изменяясь в пределах 11—130 м. В том же направлении, обогащаясь глинистым материалом, эти отложения переходят от прибрежных к мелководным.

Бакинский горизонт. Широким развитием пользуются в Азербайджане морские и континентальные фации бакинского горизонта. В морской фации эти отложения распространены в пределах Прикаспийской области с.-в. Азербайджана, Апшеронского полуострова, Южного Кобыстана, Куринской низменности, в Талыше и на островах Бакинского архипелага.

На значительном протяжении североазербайджанского побережья Каспия в междуречье Вегвера и Чагаджукчая, бакинские морские отложения сохранились на склонах периферии предгорий ю.-в. Кавказа в виде аккумулятивных и абразионных террас, прослеживаемых в интервале высот 220—400 м (абс. выс.), что свидетельствует об интенсивном подъеме Большого Кавказа в период антропогена.

На таком же примерно интервале высот бакинские террасы сохранились в Южном Кобыстане.

Приподнятые на аналогичный интервал высот останцы абразионных террас, сохранившиеся на склонах предгорий Талыша, условно отнесены нами к образованиям, формировавшимся в бакинское время. Сказанное свидетельствует об интенсивном подъеме в период антропогена и этого горного сооружения.

Однако в пределах Апшеронского полуострова и на территории Куринской низменности бакинские террасы не сохранились. Здесь, а также на островах Бакинского архипелага, бакинские отложения залегают довольно глубоко под молодыми образованиями антропогена и широко известны по данным бурения. Вместе с тем, на Апшеронском п-ове, в Южном Кобыстане и Куринской низменности бакинские отложения известны также в естественных обнажениях.

Морские отложения бакинского возраста выражены в двух фациях: относительно глубоководной-глинистой, песчано-глинистой и прибрежно-мелководной, представленной грубообломочными образованиями. В составе бакинских отложений встречаются прослои вулканических пеплов и сопочная брекчия.

Палеонтологически бакинские отложения охарактеризованы относительно богато и разнообразно. В них встречаются многочисленные представители пеллициподовой, гастроподовой, остракодовой и фораминиферовой фауны. В этих отложениях совместно с представителями

рода *Didacna* Eichwald: *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* (Eichw.) и их переходными формами *D. rudis* Nal., *D. rudis catillus-rudis* Nal., *D. rudis varia* Nal., *D. rudis čelekenica* Andrus., *D. carditoides* Andrus., *D. bergi* Fed., *D. alibajramlinica* Vekil. в ряде случаев—*D. eulachia* (Bog.) Fed., *D. pravoslavlevi* Fed., присутствуют и другие пелециподы—*Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dr. rostriformis* Desh., *Monodacna caspia* (Eichw.), *Adacna plicata* (Eichw.), *Corbicula fluminalis* (Müll.), мелкие гастроподы—*Theodoxus* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh., *Micromelania caspia* (Eichw.), *Clessiniola variabilis* (Eichw.), *Lithoglyphus caspius* Kryn. и др.; встречаются также представители различных остракод—*Bakunella dorsoaricata* (Zal.), *Caspiolla gracilis* (Liv.), *Loxococoncha eichwaldi* Liv., *Cytherissa bogatschovi* Liv., *Candoniella alibicans* (Brady), *Leptocythere bakuana* (Liv.) и др.

Руководящим значением для стратиграфического подразделения как бакинских, так и всех вышележащих морских антропогенных отложений Азербайджана пользуются представители рода *Didacna* Eichwald, претерпевшие в антропогене значительные изменения, а также представители подкласса *Ostracoda*.

На этой основе бакинские отложения Азербайджана подразделяются на две части: на нижнебакинские и верхнебакинские слои. Руководящими формами для нижнебакинских слоев являются *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* (Eichw.), а для верхнебакинских—*Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus., *D. alibajramlinica* Vekil.

Мощность бакинского горизонта изменяется в Азербайджане в пределах 50—320 м.

В большинстве случаев бакинские отложения с угловым, азимутальным и эрозионным несогласием залегают на отложениях апшеронского яруса и также несогласно покрываются мингечаурскими или более молодыми отложениями антропогена.

Мингечаурские (урунджикские) слои. В Азербайджане мингечаурские отложения, как и подстилающие их бакинские, пользуются значительным распространением. Они известны в пределах Прикаспийской области с.-в. Азербайджана, Апшеронского полуострова, акватории Бакинского архипелага, в Южном Кобыстане, Куринской низменности и Талыше. Они представлены здесь в прибрежной и мелководной фациях. В составе мингечаурских слоев имеются и прослои вулканических пеплов.

В Прикаспийской области с.-в. Азербайджана, на склонах периферии предгорий ю.-в. Кавказа, на уровне 200—210 м (абс. выс.) прослеживается самостоятельная аккумулятивная терраса с *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., формирующаяся в мингечаурское время.

Высотное положение мингечаурских террас, сохранившихся на склонах невысоких хребтов, расположенных на территории Куринской низменности, идентично с их положением в предгорьях ю.-в. Кавказа и Талыша, а сравнительно более высокое положение террасовых останцев, сохранившихся на склонах низкогорных хребтов в западной части Апшеронского полуострова, объясняется ростом складкообразования.

Палеонтологически мингечаурские отложения охарактеризованы различными пелециподами: *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *D. eulachia mingetschaurica* Vekil., *D. colossea elongata* Dasch. (in litt.), *D. rudis čelekenica* Fed., *D. lindleyi* (Dasch.) Fed., *D. pravoslavlevi* Fed., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Corbicula fluminalis* (Müll.), *Unio* sp., *Anodonta* sp., мелкими гастроподами и представителями остракодовой фауны. Подобный состав фауны свидетельствует об опресненности вод Мингечаурского бассейна в пределах Азербайджана.

Руководящими формами для мингечаурских слоев Азербайджана

являются *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *D. eulachia mingetschaurica* Vekil., *D. colosse* (Dasch.) Vekil., *D. pravoslavlevi* Fed., а также остракоды *Leptocythere adulata* Aslan., *Lept. plana*. Aslan. и некоторые другие.

Мощность мингечаурских слоев в пределах Азербайджана небольшая, достигающая местами 100 м.

В тех областях, где мингечаурские слои представлены в нормальном стратиграфическом напластовании, они без заметного углового несогласия залегают на размытой поверхности верхнебакинских отложений и покрываются несогласно отложениями гюргянских слоев.

Хазарский горизонт. Довольно широко распространены в Азербайджане морские и континентальные фации хазарских отложений, подразделяющихся на нижнехазарские (гюргянские) и верхнехазарские (карачухурские) слои.

В морской фации хазарские отложения широко развиты в пределах Прикаспийской области с.-в. Азербайджана, Апшеронской области, Южного Кобыстана, Куринской низменности, акватории Бакинского архипелага и в Талыше.

Хорошо сохранились в северо-восточном Азербайджане в полосе междуречья Шабранчая и Сумгаита фаунистически охарактеризованные нижнехазарские (гюргянские) слои, где ими на склонах периферии предгорий ю.-в. Кавказа в интервале высот 80—190 м (абс. выс.) образовано несколько террас. Аккумулятивные, фаунистически охарактеризованные террасы верхнехазарского возраста, широко распространенные на дагестанском побережье Каспия и на Апшеронском полуострове, в Прикаспийской области с.-в. Азербайджана нами не обнаружены.

Однако абразионные площадки, прослеживаемые на уровне 50—70 м, по аналогии с соседними районами датируются нами верхнехазарскими.

На склонах предгорий Талыша и в пределах Куринской низменности также широкое развитие получили гюргянские террасы. На Апшеронском полуострове и в Южном Кобыстане распространены как гюргянские, так и карачухурские террасы.

В центральной части Куринской депрессии, на островах Бакинского архипелага и в восточной части Апшеронского полуострова хазарские отложения залегают глубоко под более молодыми отложениями антропогена и хорошо известны по данным бурения. Наряду с этим хазарские отложения наблюдаются также в естественных обнажениях.

Морские отложения хазарского возраста представлены в Азербайджане в прибрежно-мелководной и относительно глубоководной фациях. В составе хазарских отложений встречаются также прослои вулканических пеплов и сопочная брекчия.

Отличительной особенностью отложений нижнехазарского (гюргянского) возраста является присутствие в их составе большого количества окатанной гальки, состоящей из темноокрашенных древних пород Большого Кавказа, а также кварца светлых тонов.

Палеонтологически хазарские отложения охарактеризованы довольно богатым в видовом отношении комплексом пелециподовой, гастроподовой, остракодовой и фораминиферовой фауны: *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. nalivkini* Wass., *D. kovalevskii* Bog., *D. delenda* Bog., *D. vulgaris* Andrus., *D. gurganica* Vekil., *D. kurovdagica* Vekil., *D. mischovdagica* Vekil., *D. schirvanica* Vekil. et Asad., *D. charamica* Fed., *D. surachanica* Andrus., *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Corbicula fluminalis* (Müll.), *Micromelania caspia* (Eichw.), *Clesiniola variabilis* (Eichw.), *Caspia gmelini* Dyb., *Leptocythere beata* Step.,

Lept. praeclara Steb., *Xestoleberis mantica* Step., *Trachileberis azerbaijanica* (Liv.), *Ilicypris aculeata* Schneid., *Caspiolla cordata* Schneid. и др.

Руководящим значением для гюргянских слоев пользуются все хазарские дидакны, за исключением *Didacna surachanica* Andrus., которая совместно с *D. nalivkini* Wass., *D. delenda* Bog. и некоторыми другими составляет руководящий комплекс фауны верхнехазарских слоев.

В Азербайджане хазарский горизонт имеет значительную мощность, изменяющуюся в пределах 100—650 м.

Хазарские отложения почти всюду, где ими слагаются морфологически выраженные в рельефе террасы, несогласно залегают на мингечаурских слоях или более древних отложениях антропогена, а также несогласно покрываются отложениями хвалынского горизонта.

Хвалынский горизонт. Широко развиты в пределах Азербайджана отложения хвалынского горизонта, представленные здесь в морской и континентальной фациях.

В морской фации они распространены на территории Прикаспийской области с.-в. Азербайджана, Апшеронского полуострова, Южного Кобыстана, Куринской низменности, акватории Бакинского архипелага, в Талыше и некоторых других районах Азербайджана.

Палеонтологически охарактеризованные морские хвалынские отложения представлены здесь в прибрежно-мелководной и относительно глубоководной фациях. В восточной части Азербайджана, в разрезе хвалынских отложений ряда районов наблюдается также сопочная орекчия.

В Прикаспийской области с.-в. Азербайджана, на территории приморской равнины, в интервале изогипс минус 20—50 м (абс. выс.) хвалынскими отложениями сложено несколько террас.

На Апшеронском полуострове, в Южном Кобыстане, у подножий предгорий Талыша, а также в пределах Куринской впадины в интервале высот от минус 20 до 50 м (абс. выс.) распространены как абразионные, так и фаунистически охарактеризованные аккумулятивные и абразионно-аккумулятивные террасы хвалынского возраста.

На территории Куринской впадины, в акватории Бакинского архипелага хвалынские отложения известны по данным глубокого бурения в нормальном стратиграфическом напластовании.

Хвалынские отложения Азербайджана, по сравнению с хазарскими палеонтологически охарактеризованы бедно. В них содержатся *Didacna parallella* Bog., *D. cristata* Bog., *D. praetrigonoides* Nal. et Anis., *D. trigonoides* (Pall.), *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dr. pontocaspica* Andrus., *Corbicula fluminalis* (Müll.), некоторые мелкие гастроподы и остракоды—*Leptocythere plicata tuberculata* Schneid., *Lept. virgata* Schneid., *Lept. plana* Aslan., *Cytherissa bronsteini* Schneid., *Darvinula stvensoni* (Br. et Rob.) и др.

На основании представителей пелециподовой фауны, в частности рода *Didacna* Etschwald, отложения хвалынского горизонта расчленяются на нижнехвалынские и верхнехвалынские слои. Характерными для нижнехвалынских слоев являются *Didacna parallella* Bog., *D. cristata* Bog., *D. praetrigonoides* Nal. et Anis., а для верхнехвалынских— *D. praetrigonoides* Nal. et Anis., *D. trigonoides* (Pall.).

В Азербайджане мощность хвалынского горизонта изменяется в пределах 25—120 м, достигая в ряде пунктов акватории Бакинского архипелага 200—290 м.

Хвалынские отложения почти повсеместно, где ими не образованы морфологически выраженные в рельефе террасы, несогласно залегают

на хазарских или более древних отложениях антропогена или плиоцена и также несогласно покрываются отложениями новокаспийского горизонта.

Новокаспийский горизонт. Голоцен в пределах Азербайджана, как и всюду в Каспийской области, представлен новокаспийскими морскими и континентальными отложениями. Морские отложения новокаспийского горизонта почти на всем протяжении азербайджанского побережья Каспия от низовьев р. Самур на севере до реки Астарачай на юге неширокой полосой протягиваются вдоль берега моря, слагая его низменное приморское обрамление.

Береговая линия самого высокого стояния новокаспийского бассейна на всем побережье прослеживается на уровне—21—22 м (абс. выс.).

Литологически новокаспийские отложения представлены ракушечными песками с включениями плоской гальки, ракушняками, скоплениями цельных и битых раковин, гравия, галечников, сопочной брекчии и др.

В составе новокаспийских отложений, образовавших на азербайджанском побережье две террасы—первую, прибрежную и вторую, несколько вышележащую, приморскую, выделяются палеонтологически охарактеризованные ранние и поздние образования, соответственно отвечающие ниженовокаспийским и верхненовокаспийским слоям.

В новокаспийское время наблюдается значительное развитие представителей пелециподовой, гастроподовой и остракодовой фауны.

В этих отложениях содержатся: *Didacna trigonoides* (Pall.), *D. crassa* (Eichw.), *D. pyramidata* (Grimm), *D. baeri* (Grimm), *Monodacna caspia* (Eichw.), *Adacna plicata* (Eichw.), *A. laeviuscula* (Eichw.), *Cardium edule* Linne, *C. edule magna* Golub., *Corbicula fluminalis* (Müll.), *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Dr. pontocaspica* Andrus., *Mytilaster lineatus* (Gmel.), *Balanus improvisus* Darwin, *B. eburneus* Gould, *Theodoxus* (*Theodoxus*) *pallasi* Lindh., *Micromelania caspia* (Eichw.), *Clessiniola variabilis* (Eichw.), *Caspia gmelini* Dyb., *Caspiella sieversi* (Cless. et Dyb.), *Hydrobia grimmii* Cless. et Dyb., *Lithoglyphus caspius* Kryn., *Zagrabica brusiniana* Dyb., *Planorbis eichwaldi* (Grimm) Dyb., *Eucypris triangulata* Schneid., *Limnocythere postpliocaenica* Schneid., *Candoniella novocaspensis* Schneid., *Caspiolla acuta* Schneid., *Bakunella dorsoarcuata* (Zal.), *Loxococoncha petasa* Lin., *Leptocythere bakuana* (Liv.), *Cypriideis littoralis* (Brady) и многие другие виды пелеципод, гастропод, остракод, а также фораминиферы.

Руководящими формами для ниженовокаспийских слоев являются: *Cardium edule* Linne, *Cardium edule magna* Golub., *Didacna trigonoides* (Pall.), *D. pyramidata* (Grimm), *D. crassa* (Eichw.), *D. baeri* (Grimm) и др., а для верхненовокаспийских слоев—*Mytilaster lineatus* (Gmel.), *Balanus improvisus* Darwin, *Cardium edule* Linne и другие современные каспийские формы.

Мощность новокаспийских отложений изменяется в Азербайджане и прилегающей акватории Каспия в пределах от 5—6 до 60 м.

В условиях нормального напластования отложений, новокаспийские слои несогласно залегают на хвалыньских или более древних образованиях антропогена.

В прилагаемой таблице дана стратиграфия антропогеновых морских отложений Азербайджана.

СТРАТИГРАФИЯ

антропогенных морских отложений Азербайджана

Единая шкала		
Основ-ные подраз-деления	Ярусы, горизонты, слои	Руководящие комплексы морской моллюсковой фауны
Современные отложения (голоцен)	Новокаспийский горизонт	<p>Верхненовокаспийские слои <i>Mytilaster lineatus</i> (Gmel.), <i>Cardium</i> Linne и др., а также <i>Balanus improvisus</i> Darwin</p> <p>Нижненовокаспийские слои <i>Cardium edule</i> Linne, <i>Didacna trigonoides</i> (Pall.), <i>D. crassa</i> (Eichw.), <i>D. baeri</i> (Grimm), <i>D. pyramidata</i> (Grimm) и др.</p>
Верхнеантропо-генные отложения (верхний плейстоцен)	Хвалынский горизонт	<p>Верхнехвалыньские слои <i>Didacna praetrigonoides</i> Nal. et Anis, <i>D. trigonoides</i> (Pall.) и др.</p> <p>Нижнехвалыньские слои <i>Didacna parallella</i> Bog., <i>D. cristata</i> Bog., <i>D. praetrigonoides</i> Nal. et Anis.</p>
Среднеантропогенные отложения (средний плейстоцен)	Хазарский горизонт	<p>Верхнехазарские карачухурские слои <i>Didacna surachanica</i> Andrus., <i>D. nalivkini</i> Wass., <i>D. delenda</i> Bog.</p> <p>Нижнехазарские гюргянские слои <i>Didacna subpyramidata</i> Prav., <i>D. pallasi</i> Prav., <i>D. paleotrigonoides</i> Fed., <i>D. nalivkini</i> Wass., <i>D. delenda</i> Bog., <i>D. kovalevskii</i> Bog., <i>D. vulgaris</i> Andrus., <i>D. charamica</i> Fed., <i>D. mischovdagica</i> Vekil., <i>D. hospes</i> (Bog.) Vekil., <i>D. kurovdagica</i> Vekil., <i>D. gurganica</i> Vekil., <i>D. trigonula</i> (Dasch.) Vekil., <i>D. schirvanica</i> Vekil. et Asad. и др. Растительные остатки.</p>
Нижнеантропогенные отложения (нижний плейстоцен)	Бакинский горизонт	<p>Мингечаурские слои <i>Didacna eulachia</i> (Bog.) Fed., <i>D. mingetschaurica</i> Vekil., <i>D. colossea</i> (Dasch.) Vekil., <i>D. pravoslavlevi</i> Fed.</p> <p>Верхнебакинские слои <i>Didacna rudis</i> Nal., <i>D. rudis catillus-rudis</i> Nal., <i>D. rudis varia</i> Nal., <i>D. carditoides</i> Andrus., <i>D. bergi</i> Fed., <i>D. alibajramlinica</i> Vekil., <i>D. eulachia</i> (Bog.) Fed.</p> <p>Нижнебакинские слои <i>Didacna parvula</i> Nal., <i>D. catillus</i> (Eichw.) и переходные между ними формы, <i>D. catillus</i> var. <i>planissima</i> Nal., <i>D. catillus</i> var. <i>anomalodonta</i> Nal.</p>
Верхний плиоцен	Тюркянские слои	Представители <i>Lymnaeidae</i> , <i>Melanopsidae</i> , <i>Dreissenidae</i> , <i>Hydrobiidae</i> , <i>Ostracoda</i> и растительные остатки
Верхний плиоцен	Апшеронский ярус	<i>Apscheronia propinqua</i> (Eichw.), <i>Parapscheronia raricostata</i> (Sjoegr.), <i>Didacnomya caucasica</i> (Andrus.), <i>D. nalivkini</i> Sult., <i>Hyrcania pluricostata</i> (Sinz.), <i>Hyrcania</i> (<i>Chazaridacna</i>) <i>davitaschvili</i> Sult., <i>Monodacna kabristanica</i> Andrus., <i>Pseudocatillus bacuanus</i> (Andrus.), <i>Lymnaea</i> (<i>Radix</i>) <i>lessonae</i> Andrus.

Система

Антропогенная (четвертичная)

Плиоцен

Г. А. АЛИЕВ, Б. А. БУДАГОВ, Б. Г. ВЕКИЛОВ, А. В. МАМЕДОВ,
М. М. МАМЕДЯРОВ, Н. В. ПАШАЛЫ, Д. М. СУЛЕЙМАНОВ,
Н. Ш. ШИРИНОВ

КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Азербайджан принадлежит к классическим областям в отношении развития четвертичных отложений и отчасти служит исходным пунктом в расчленении четвертичных отложений Каспийского бассейна. Отдельные звенья четвертичной системы Каспийского бассейна—тюркянский горизонт, бакинский ярус, гюргянский горизонт были установлены и получили свое название именно в Азербайджане.

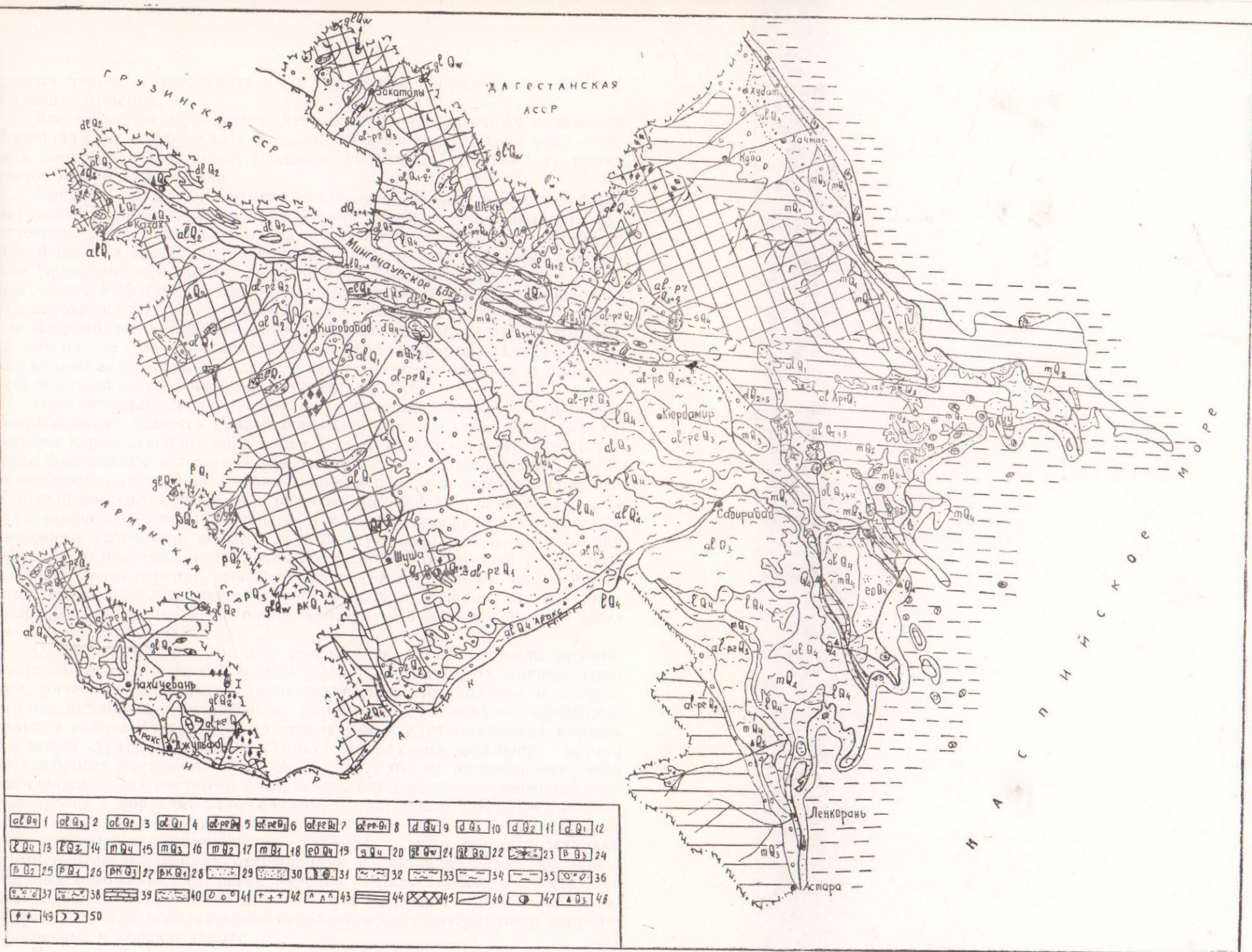
По материалам Азербайджана в основном и была обоснована и официально принята для юга СССР нижняя граница четвертичной системы по подошве бакинского яруса.

Четвертичные отложения в Азербайджане отличаются наибольшей стратиграфической полнотой, колоссальной мощностью (до 1800—1900 м в пределах суши и более 2000 м в пределах моря), богатой и разнообразной руководящей фауной и весьма напряженной тектоникой. Они выполняют обширные межгорные и предгорные прогибы, впадины Каспийского моря и маломощным чехлом покрывают склоны горных сооружений Большого и Малого Кавказа и Талыша. С ними связаны крупные артезианские бассейны, месторождения различных строительных материалов, магнетитовых песков и залежи кира. Они представляют значительный интерес для поисков россыпных месторождений тяжелых минералов, редких и благородных элементов.

Важной особенностью четвертичных отложений Азербайджана является их генетическое многообразие. Они представлены здесь почти всеми генетическими типами континентальных фаций (ледниковыми, вулканогенными, озерными, аллювиальными, пролювиальными, делювиальными, элювиальными, коллювиальными, эоловыми и др.) и морскими отложениями.

Бедность континентальных отложений ископаемыми органическими остатками создает определенные трудности в их возрастном расчленении, но наличие в них материальной культуры, регионально выдержанных горизонтов вулканических пеплов, переходящих в морские отложения, а также наблюдающиеся взаимные переходы морских и континентальных отложений, морских и речных террас, позволяют уверенно коррелировать эти отложения с фаунистически охарактеризованными отложениями Каспийского бассейна.

Хорошая коррелируемость террас рр. Куры, Алазани, Иори, Акстафы и Аракса с морскими террасами в пределах Азербайджана создает реальную основу для расчленения и определения возраста



ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

Составили: Б. А. Будагов, Б. Г. Векилов, А. В. Мамедов, М. М. Мамедяров, В. П. Пашалы, Д. М. Сулейманов, Н. Ш. Ширинов. 1971 г.

Условные обозначения:

- I. *Генезис и возраст отложений*: аллювиальные: 1—современные, 2—верхнечетвертичные, 3—среднечетвертичные, 4—нижнечетвертичные; аллювиально-пролювиальные: 5—современные, 6—верхнечетвертичные, 7—среднечетвертичные, 8—нижнечетвертичные; делювиальные: 9—современные, 10—верхнечетвертичные, 11—среднечетвертичные, 12—нижнечетвертичные; озерные—озерно-болотные: 13—современные, 14—среднечетвертичные; морские: 15—современные, 16—верхнечетвертичные, 17—среднечетвертичные, 18—нижнечетвертичные; эоловые: 19—современные; селевые: 20—современные; ледниковые: 21—верхнечетвертичные, 22—среднечетвертичные; грязевулканические: 23—нерасчлененные; вулканогенные: 24—верхнечетвертичные, 25—среднечетвертичные, 26—нижнечетвертичные; вулканогенно-осадочные: 27—верхнечетвертичные, 28—нижнечетвертичные;
- II. *Литологический состав пород*: 29—пески, 30—дюнные пески, 31—пески, ракушечники, 32—супеси, 33—суглинки, 34—глины, 35—илы, 36—гравий, гальки, валуны, 37—гравий, галечники с суглинистым заполнителем, 38—гравий, галечники с песчаным заполнителем, 39—известняки, 40—суглинки с песком, 41—конгломераты, брекчии, 42—андезиты, андезито-базальты и базальты, 43—туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, андезиты, андезито-базальты и базальты;
- III. *Прочие*: 44—области сноса, сложенные третичными отложениями, 45—областисноса, сложенные мезозойскими и более древними отложениями, 46—разрывные нарушения, 47—ископаемая позвоночная фауна, 48—стоянки древнего человека, 49—обвалы, осыпи и глыбовые россыпи, 50—оползни.

речных террас и континентальных отложений сопредельных областей Грузии и Армении.

Все сказанное показывает, что изучение четвертичных отложений Азербайджана представляет большой интерес для решения ряда важных вопросов четвертичной геологии, выходящих далеко за рамки территории Азербайджана.

Вместе с тем следует отметить, что четвертичные отложения Азербайджана все еще изучены недостаточно детально и неравномерно. За истекший более столетний период геологического изучения территории Азербайджана более или менее хорошо изучены четвертичные отложения Прикаспийской, Апшеронской и Кура-Араксинской областей, Юго-Восточного Кобыстана и Бакинского архипелага. Крайне слабо изучены эти отложения в горных областях. Тем не менее, по четвертичной геологии Азербайджана накоплен обширный фактический материал, который до сих пор не был проанализирован и обобщен в региональном плане, что сильно задерживало решение важных научных проблем и прикладных вопросов четвертичной геологии республики.

Предлагаемая среднемасштабная карта четвертичных отложений Азербайджана является первой попыткой в этом направлении (рис.)*. Авторы карты ставили перед собой цель отобразить на ней стратиграфию, фациальные и генетические особенности и литологический состав четвертичных отложений, выявить закономерности распределения фаций и литологического состава их в разрезе и по площади, установить связь этих закономерностей с различными физико-географическими и геологическими условиями, создать необходимую базу для восстановления общей картины палеогеографического развития территории республики в четвертичном периоде, выяснить условия формирования четвертичных отложений и оценить перспективность их в отношении поисков ряда полезных ископаемых и, наконец, наметить задачи и направления дальнейших исследований.

Основным материалом для составления карты служили крупномасштабные геологические и геоморфологические карты, данные бурения, палеогеографических и археологических исследований и литературные источники. Составлению карты предшествовала продолжительная работа по приведению используемых карт различных авторов в единую стратиграфическую основу, так как на отдельных картах четвертичные континентальные отложения либо не расчленились, либо расчленились под местными названиями, без достаточно уверенной корреляции их с морскими отложениями. С этой целью авторами проводились специальные полевые исследования, где особое внимание уделялось изучению взаимоотношения отдельных толщ и свит с подстилающими и перекрывающими отложениями и увязке разрезов континентальных отложений отдельных районов между собою и с морскими отложениями, путем прослеживания маркирующих горизонтов вулканических пеплов, использования археологических материалов и корреляции речных и морских террас.

В результате этих исследований значительно изменено и уточнено стратиграфическое положение отдельных свит и толщ континентальных отложений. В частности, выяснен позднеплиоценовый возраст акеринской, горисской и ишхансарской свит, имеющих широкое площадное развитие в юго-восточной части Малого Кавказа и считавшихся, соответственно, позднеплиоцен-четвертичными и четвертичными, и ус-

* Карта, приложенная к данной статье, является уменьшенным вариантом, подвергшимся генерализации.

тановлен нижнечетвертичный возраст ушталской и ивановской свит, выделенных прежде в северной и центральной частях Аджиноурских предгорий, как ниже-среднечетвертичные образования.

Карта составлена по генетическому принципу.

Кроме генезиса отложений, на карте даны их возраст (индексами), литологический состав (крапом), элементы тектоники (разрывы, пронизывающие четвертичные отложения), области сноса, границы распространения селевых отложений, районы развития оползней и обвалов. Особыми значками отмечены важнейшие пункты находок фауны млекопитающих и места палеолитических стоянок.

Несмотря на определенную обоснованность представлений о необходимости расширения объема четвертичного периода, мы сочли целесообразным придерживаться официально принятого положения и проводить его нижнюю границу по подошве бакинских отложений.

Переходя к характеристике отдельных генетических типов четвертичных отложений, отметим, что в распределении их наблюдается четкая зависимость от геологических и физико-географических условий, в первую очередь—от рельефа.

Современный рельеф территории Азербайджана создан неотектоническими движениями, начало проявления которых приходится на неоген. Движения эти были дифференцированными. В предгорных и межгорных прогибах и во впадине Каспия происходили интенсивные опускания и накопления осадков, а в области Большого и Малого Кавказа и Талыша мощные поднятия и денудации.

Различный характер неотектонических движений, их интенсивность и направленность определили, таким образом, размещение областей сноса и аккумуляции рыхлых отложений, включая и четвертичные. С другой стороны, рельеф, определяя климатические, гидрологические и почвенно-растительные особенности территории, играл большую роль в проявлении экзогенных процессов.

Формирование и распространение некоторых генетических типов четвертичных отложений обусловлено почти исключительно особенностями климата. Так, в основном, к аридным областям Азербайджана приурочены пролювиальные образования, лессовидные суглинки, солончаковые отложения и золотые пески. Преимущественно пределами Талыша и Ленкоранской низменности ограничено распространение латеритного эллювия.

Распределения вулканогенных и морских отложений обнаруживают тесную связь с геологическими условиями и рельефом.

Морские отложения, как правило, ограничиваются депрессионными зонами. Они узкой непрерывной полосой прослеживаются вдоль западного побережья Каспия и глубоким заливом вдаются вглубь Куринской впадины, вплоть до Мингечаура (г. Дуздаг). Обращает внимание большая разница высот залегания этих отложений. В юго-восточной части Большого Кавказа подошва этих отложений приподнята на высоту 250—300 м над уровнем Каспия, а в крайне восточной части Куринской впадины, между мысом Бяндован и устьем р. Куры, она залегает на глубине 1800—1900 м. В большинстве случаев четвертичные морские отложения отделены от подстилающих плиоценовых слоев значительным перерывом и несогласием (до 10—20°).

Согласный переход от плиоцена к четвертичной системе наблюдается лишь в синклинальных прогибах восточной части Апшеронского полуострова, Бакинского архипелага и Юго-восточной Ширвани, где разрезы их отличаются наибольшей полнотой.

В сводном разрезе четвертичных морских отложений отчетливо

выделяются нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и голоценовые отложения.

Нижнечетвертичные отложения по литологическим особенностям и по фауне делятся на тюркянский горизонт, бакинский ярус и мингечаурские слои.

Тюркянский горизонт имеет весьма ограниченное распространение. Он встречается лишь в синклинальных прогибах восточной части Апшеронского полуострова, Бакинского архипелага и Юго-восточной Ширвани. За пределами этих областей он достоверно не установлен. Горизонт представлен маломощной (до 100—120 м) толщей пресноводных песчаноглинистых отложений с прослоями гипса и частыми включениями глинистых катунгов и растительных остатков.

Следующие выше по разрезу отложения бакинского яруса имеют наибольшее площадное распространение и представлены глинами с частыми прослоями песков, галечников, ракушечников и вулканических пеплов в краевых частях бассейна седиментации и преимущественно глинами в его внутренней зоне—в восточной части Кура-Араксинской депрессии и Бакинском архипелаге. Покрываются эти отложения согласно мингечаурскими слоями, выраженными в основном глинами с редкими прослоями песков, ракушечников и вулканических пеплов.

Среднечетвертичные морские отложения имеют гораздо меньшую площадь распространения, чем нижнечетвертичные и отделены от последних почти повсеместным перерывом и несогласием (5—40°), которые затухают лишь в осевых частях синклинальных прогибов. По фауне делятся эти отложения на гюргянский, или нижнехазарский и верхнехазарский горизонты.

В фациальном отношении среднечетвертичные отложения повсеместно выражены более грубообломочными образованиями, чем нижнечетвертичные. Особенно заметно возрастает в разрезе среднечетвертичных отложений роль алевритов, песков и галечников.

Весьма характерно для этих отложений и присутствие прослоев вулканических пеплов и ракушечников. Число и мощность последних сильно возрастает в направлении к современной береговой зоне Каспия.

В сходной литофации выражены и верхнечетвертичные морские отложения—нижнехвалынский и верхнехвалынский горизонты. Площадь распространения этих отложений значительно сокращается по сравнению со среднечетвертичными отложениями. Еще более ограниченное распространение имеют голоценовые (новокаспийские) слои. Площадь распространения их ограничивается узкой низменной полосой Каспийского побережья, ниже уровня (—)20—(—)22 м. Представлены они песками и ракушняками.

Общая максимальная мощность морских отложений достигает 1800—1900 м в Кура-Араксинской депрессии, 400—500 м в Прикаспийской низменности, 350—400 м в восточной части Апшеронского полуострова и 100—200 м в Юго-восточном Кобыстане*.

За пределами этих областей морские отложения известны в предгорьях Большого Кавказа и Талыша, где они участвуют в сложении абразионно-аккумулятивных и аккумулятивных террас.

В общей сложности в пределах Азербайджана выделяется 14 террас. Первые три террасы с отметками (над уровнем Каспия) 1—3 м, 5 м и 8—10 м фаунистически датируются как голоценовые (новокаспийские);

* Во всех названных областях наибольшую мощность имеют среднечетвертичные отложения.

следующие четыре террасы с отметками 12—18 м, 28 м, 45—48 м и 58—61 м—верхнечетвертичные (хвалынские), VIII (68—73 м), IX (103—108 м), X (118—128 м) и XI (148 м)—среднечетвертичные (хазарские) и XII (168—173 м), XIII (228 м), XIV (268—308 м)—нижнечетвертичные.

Нисходящий ряд террас и последовательное сужение контуров пространства морских отложений от более древних их горизонтов к более молодым не позволяют связать трансгрессии Каспия только с климатическими условиями, периодами оледенения и указывают на значительную роль в этом процессе тектонических движений.

В преобладающей части своего распространения—в южной части Аджиноурских предгорий, Юго-восточном Ширвани, Бакинском архипелаге, Юго-восточном Кобыстане и на Апшеронском полуострове морские четвертичные отложения сильно дислоцированы и собраны в крутые, местами разорванные тектоническими нарушениями, складки.

В направлении к предгорьям Большого и Малого Кавказа морские отложения замещаются аллювиально-пролювиальными образованиями—галечниками, конгломератами, суглинками и песками с прослоями вулканических пеплов. Широкий шлейф этих образований, слагающих наклонные террасированные равнины, окаймляет с северо-востока и юга поднятие Малого Кавказа. Мощные толщи их (до 500—1000 м) выполняют Кусаро-Дивичинский и Алазано-Агричайский прогибы и участвуют в строении складок Аджиноурских предгорий.

Озерные отложения широким развитием пользуются в крайне западной части Предмалокавказской наклонной равнины и в Кура-Араксинской депрессии. Они в первом из названных районов представлены глинами с прослоями суглинков, песков, галечников и вулканических пеплов общей мощностью до 50—60 м и по присутствующей в них фауне и материальной культуре относятся к среднечетвертичному времени (гюргянский горизонт), а в Кура-Араксинской депрессии—глинами и илом мощностью до 15—20 м—к голоцену.

Аллювиальные отложения развиты в основном вдоль речных долин и их притоков и слагают серии аккумулятивных и цокольных террас. Число и относительные высоты террас различаются в разных долинах. В целом, в долинах рек Азербайджана выделяются до 12—15 четвертичных террас, из которых самая молодая (голоценовая)—низкая—имеет относительную высоту 0,5—3 м, а самая древняя (нижнечетвертичная)—высокая—280—300 м.

Аккумулятивный покров террас горных рек сложен валунно-галечниковыми отложениями мощностью до 50—60 м, а равнинных рек—суглинками, песками и галечниками мощностью до нескольких десятков метров.

Делювиальные отложения значительным развитием пользуются в Аджиноурских и Джейранчельских предгорьях, на южном склоне Ленгезиской гряды и представлены средне- и верхнечетвертичными и голоценовыми суглинками. Вследствие неровности рельефа ложа, мощность суглинков меняется от нескольких метров до многих десятков метров.

Эоловые отложения занимают обширную площадь между мысом Алят и дельтой р. Куры и представляют продукты развевания новокаспийских песков. Мощность их достигает 3—5 м.

Селевые отложения голоцена широко развиты в долинах рек южного склона Большого Кавказа и Нахичеванской АССР. Это плохо отсортированные валунно-галечниковые образования с песчано-иловым заполнителем. Мощность достигает 150—200 м.

Ледниковые отложения в пределах Азербайджана имеют весьма ограниченное распространение. Они вместе с ледниковыми формами рельефа (карами, цирками, трогами, озерами и др.) встречаются в локальных участках приводораздельных зонах Большого и Малого Кавказа. На Большом Кавказе эти образования не опускаются ниже 1600—2700 м, а на Малом Кавказе—2200—2600 м. Сложены они крупными валунами с гравийно-песчаным заполнителем. Возраст этих образований путем корреляции их с речными террасами определяется средне- и верхнечетвертичным.

Нужно отметить, что вопрос о возрасте и числе оледенения в Азербайджане, как и других областях Кавказа, еще окончательно не решен и требует дальнейших детальных исследований.

Весьма характерными для Азербайджана четвертичными образованиями являются грязевулканические брекчии. Они в основном развиты на юго-восточном погружении Большого Кавказа, в Юго-восточной Ширвани, Бакинском архипелаге и образуют конусообразные возвышенности. Сложены они твердыми обломками пород, сцементированных сопочным илом, имеют сероватый цвет. Среди брекчий встречаются обломки пород с большим возрастным интервалом—от мезозойского до четвертичного возраста включительно. Мощность их местами достигает 100—150 м и более.

Четвертичный период в Азербайджане знаменуется интенсивным проявлением вулканизма, в результате которого значительное развитие получили вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Они развиты на Карабахском вулканическом нагорье и по возрасту расчленяются на нижне-, средне- и верхнечетвертичные.

Вулканогенные образования представлены главным образом андезитовыми и андезито-базальтовыми лавами и их пирокластолитами и заполняют современные долины и другие отрицательные формы подстилающего рельефа, залегая в них в виде потоков мощностью свыше 100 м.

Вулканогенно-осадочные породы распространены в основном в долинах р. Акеры и ее притоков и представлены туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами.

В заключение отметим, что настоящая карта, как первая попытка, содержит ряд недостатков. Эти недостатки нами уже учтены на подготавливаемой к печати новой карте четвертичных отложений Азербайджана. Она дополнена полным показом четвертичных отложений горных областей. На ней указаны границы максимальных четвертичных трансгрессий Каспия, границы четвертичных и дочетвертичных (апшеронских) оледенений, древне-четвертичные покинутые долины и другие формы и элементы рельефа, а также в изопохитах дается мощность четвертичных отложений.

Учитывая современную, все усиливающуюся среди геологов-четвертичников тенденцию снижения нижней границы четвертичной системы до подошвы акчагыльского яруса, мы сочли целесообразным показать на новой карте также акчагыльские и апшеронские отложения, оставляя их за рамками четвертичной системы.

Н. В. ПАШАЛЫ, М. М. МАМЕДЯРОВ,
Т. М. САРАДЖАЛИНСКАЯ

ФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА АЗЕРБАЙДЖАНА

Особенности тектонического строения территории Азербайджана к началу антропогенного периода и ее дальнейшее структурное формирование, а также климатический фактор и вулканизм определили особенности литогенеза этого времени (3).

Четвертичный период в пределах Азербайджана знаменуется развитием трех основных формаций: вулканогенной, вулканогенно-осадочной и осадочной. Каждая из них полифаціальна и характеризуется особенностями своего строения, генетическими типами и их составом. Первая вулканогенная, иначе андезито-базальтовая, формация в площадном отношении имеет наименьшее развитие и, являясь темой специальной статьи, ниже упоминается лишь в связи с рассмотрением источника эндогенного материала при формировании двух других формаций антропогена.

Что касается осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, то первая из них имеет наибольшее развитие и по своему литофаціальному составу, строению и условиям образования проявляет типичные особенности молассовой формации. Она представлена морскими и континентальными образованиями (рис. 1, 2), имеющими пестрый фаціальный состав.

Морские отложения антропогена наибольшее развитие имеют в межгорной впадине, образованной между складчатыми сооружениями Большого и Малого Кавказа, на юго-восточном погружении Большого Кавказа (Кобыстан, Апшеронский полуостров) и в передовых прогибах, образованных по периферии Большого Кавказа (Прикаспийская область) и горной системы Талыша (Ленкоранская низменность). Наибольшая мощность этих отложений в межгорной впадине, где она в Юго-восточной Ширвани достигает 1000—1100 м, а в южной котловине Каспия, по данным К. А. Исмаилова и И. Г. Гасанова, превышает 2000 м.

Судя по распространению морских отложений антропогена, их мощности, набору слагающих пород, их гранулометрии и минеральному составу аутигенной и терригенной составляющей, четвертичный бассейн отличался различными глубинами, расчлененностью береговых линий, которые осложнялись заливами, островами и банками. Это обусловило накопление в каждой стратиграфической единице пород от относительно глубоководной до мелководной и прибрежной фаций и фаций заливов. Рассматривая изменение фаціальных особенностей морских четвертичных отложений Азербайджана, следует отметить в них наличие опреде-

ленной зональности, выраженной с запада на восток в смене прибрежных фаций прибрежно-мелководными, мелководными и относительно глубоководными. Об этом наглядно свидетельствует обогащение рассматриваемых отложений в пределах западной границы распространения морской фации грубообломочными породами, которые в восточном направлении, в сторону развития мелководных и относительно глубоководных фаций, замещаются песчано-глинистым материалом, причем в относительно глубоководной фации глины являются преобладающими. Правда, общая фациальная зональность иногда нарушается развитием грубообломочного и песчаного материала в локальных участках, вследствие расчлененного рельефа дна бассейна седиментации.

Существующие в то время острова и мелководья подвергались как атмосферной, так и морской абразии, представляя собой зоны с отрицательной формой седиментации. Другой причиной, несколько нарушающей фациальную зональность, являются грязевые вулканы, продукты извержения которых оказывали определенное влияние на общий ход механической и химической дифференциации осадков. Наиболее активный грязевой вулканизм в антропогене проявлялся в пределах Бакинского архипелага. Здесь в четвертичных отложениях грубообломочный материал присутствует главным образом в связи с грязевулканическими извержениями. В прибрежной и прибрежно-мелководных фациях присутствуют ракушняки-известняки, а также раковинно-детритусовые пески и песчаники. Первые из них нередко образуют банки.

Наряду с фациальной зональностью довольно резко выражена цикличность, обусловленная сменой отрицательных тектонических движений положительными (10). Доказательством этого могут служить неоднократно фиксируемые в разрезах Прикуринской низменности и Бакинского архипелага розовые глины (бакинский, нижнехазарский горизонты), которые характеризуют собой периодически повышающийся снос материала водами Аракса.

Говоря о фациальных особенностях морских отложений во времени, следует отметить постепенное смещение прибрежных и прибрежно-мелководных фаций в восточном направлении, а в пределах межгорной впадины—к ее осевой части. Это свидетельствует о постепенной миграции в этих же направлениях береговых линий и общей тенденции к спаду масштабности трансгрессий, начиная от бакинского до новокаспийского времени.

Фация заливов формировалась в туркьянское время в пределах юго-восточной части Апшеронского полуострова и Юго-восточной Ширвани, куда море вдавалось в виде разобщенных заливов, вследствие постепенного погружения, сменившего в конце плиоцена тектонические поднятия этой территории.

На Апшеронском полуострове отлагались грубообломочные породы (г. Бакинский ярус), которые в восточном направлении переходили в серые и в подчиненном количестве бурые глины с редкими прослоями песков.

В Юго-восточной Ширвани накапливались серые, преимущественно гидрослюдистые глины, в верхней части горизонта нередко песчанистые, почти всегда с растительными остатками и в ритмичном чередовании со слабосцементированными песчаниками. В фации заливов представлены верхнехвалынские отложения в Прикаспийском районе по Атачаю, где они характеризуются ленточными глинами в чередовании с миллиметровыми прослоями песков, а новокаспийские—в пределах Джейранкечмесской депрессии. В последнем случае это пачка, мощно-

стью до 5 м, с резко выраженной слоистостью, обусловленной чередованием глин, песков и суглинков и развитием по плоскостям наложения гидроокислов железа.

Судя по минералогическому составу терригенной части пород, включая и ассоциации глинистых минералов и их изменение по площади, например, от преобладающей пироксено-роговообманковой ассоциации с значительным количеством эпидота и монтмориллонита в Кобыстане и Прикуринской низменности до хлорито-мусковитовой ассоциации с преобладанием гидрослюды в Прикаспийском районе и Апшеронском полуострове, в образовании морских четвертичных отложений Азербайджана принимали участие главные и второстепенные источники сноса. К первым из них, т. е. к главным, относятся Большой и Малый Кавказ, а к второстепенным, как говорилось выше, подводные и надводные поднятия, а также грязевые вулканы, действие которых оказывало существенное влияние на формирование четвертичных отложений как в отношении увеличения их мощности, так и структурно-текстурных особенностей пород и минерального состава кластической и аутигенной составляющей. Как было отмечено выше, временами, в частности в отдельные периоды бакинского и нижнехазарского времени, было активизировано поступление материала Палеоараксом, транспортирующим продукты денудации не только изверженных, но осадочных и метаморфических пород, развитых на территории Нахичеванской АССР.

Эпизодически в четвертичный бассейн поступал пирокластический материал, который связан с эксплозивной деятельностью вулканов Армянского нагорья. Об этом говорит наличие пирокластических пород почти во всех стратиграфических единицах четвертичных отложений Азербайджана.

Континентальные осадочные образования молассовой формации также полифациальны и они имеют очень широкое распространение. Среди них выделены пролювиально-аллювиальные, озерные, делювиальные (колювий смыва), эоловые и др. разности.

Пролувиально-аллювиальные отложения достигают наибольшего развития в предгорьях Большого и Малого Кавказа. Их максимальная мощность в пределах первого из них достигает 700—800 м. Здесь они принимают участие в строении складок Аджинаурских предгорий, образуя так называемую ушталскую свиту (1). Если раньше возраст этих отложений датировался предположительно, то в последнее время, пользуясь методом тефрохронологии, литологам удалось их увязать с морскими фаунистически охарактеризованными породами и однозначно решить их стратиграфическое положение, считая нижеушталскую свиту бакинской, а верхнюю—нижнехазарской. Представлены они здесь грубообломочными гравийно-галечниковыми образованиями с песчано-суглинистым заполнителем с прослоями и линзами суглинков. Строение их местами косослоистое, нередко беспорядочное. В восточном направлении грубообломочный материал обогащается гальками вулканогенных пород мела Вандамской вулканогенной субформации, а в кластической части суглинков начинают преобладать пироксены, амфиболы и эпидот тех же вулканогенных пород мела. В тонкодисперсной части суглинков возрастает содержание монтмориллонита. Аллювиально-пролювиальные отложения довольно подробно изучены в Кировабад-Казахской наклонной равнине (Западный Азербайджан), в районах Ниджасу, Ашага, Айплы, Хатунлы и др., где их мощность достигает 200 м. Представлены они грубообломочными породами с прослоями суглинков. Наличие здесь пирокластических пород также позволило увязать эти отложения с общей стратиграфической шкалой антропо-

ГЕОЛОГО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ-СХЕМА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИВАНОВСКОЕ ПЛАТО—КАРАМАРЬЯМСКИЙ УВАЛ
(составила Н. В. Пашалы)

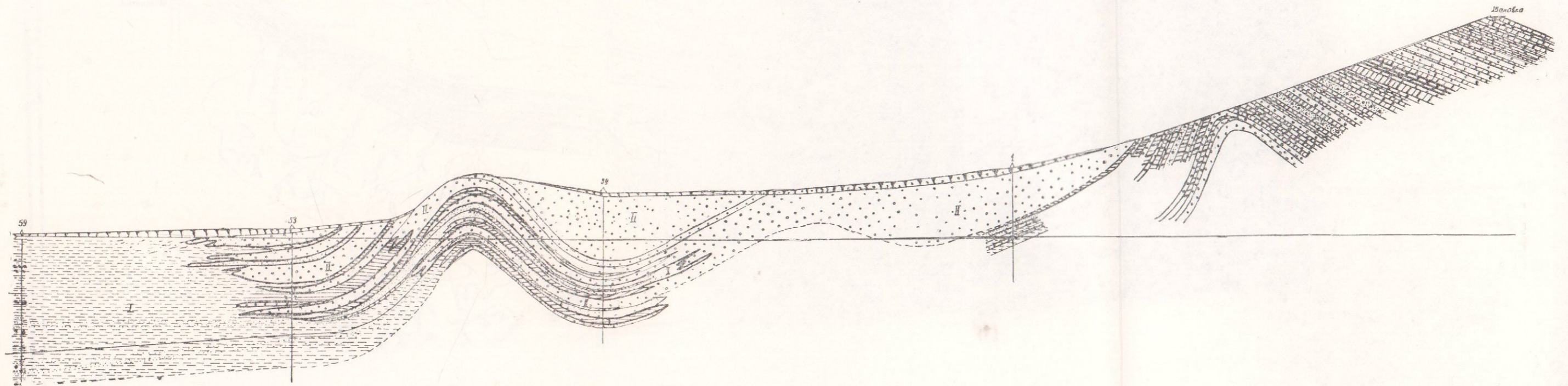


Рис. 1. 1—почвы; 2—серые глины с различными оттенками; 3—серые глины; 4—суглинки; 5—пески; 6—конгломераты и галечники; 7—раковинный детрит; 8—фауна; 9—гравелиты. Фации: I—морская, II—континентальная.

Г Р У З И Н С К А Я

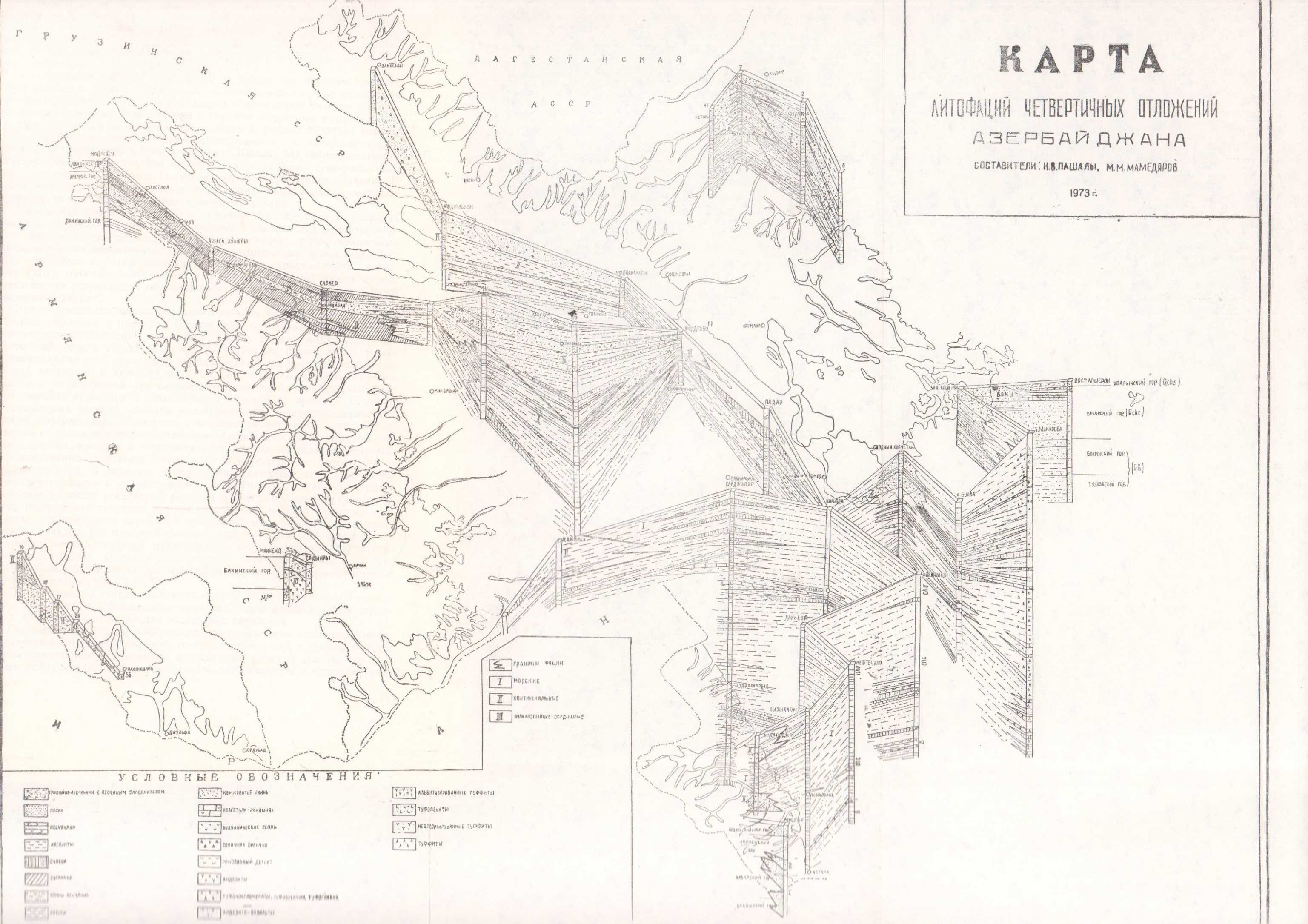
ДАГЕСТАНСКАЯ
А С С Р

КАРТА

ЛИТОФАЦИЙ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗЕРБАЙДЖАНА

СОСТАВИТЕЛИ: И.В. ПАШАЛЫ, М.М. МАМЕДЯРОВ

1973 г.



- границы фаций
- I морские
- II континентальные
- III вулканические-осадочные

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- | | | |
|---|---|------------------------|
| уровни-песчанки с песчаным заполнителем | глины с mica | албитизированные туффы |
| лесс | известняк-риолит | туфовые |
| лессовидный | вулканические пеплы | неотектонические туффы |
| лессовидный | вулканическая брекчия | туффы |
| лессовидный | вулканический детрит | |
| лессовидный | андезит | |
| лессовидный | туфовые конгломераты, туфовые песчаники, туфовые сiltstones | |
| лессовидный | андезит-базальт | |

гена и выделить бакинский, хазарский и хвалынский горизонты. Грубо-обломочный материал в них связан с Малокавказской питающей провинцией и в нем в значительном количестве присутствуют гальки изверженных пород, а в терригенной части суглинисто-песчанистых пород фиксируется переотложенный туфогенный материал, затронутый процессами монтмориллонитизации.

Что касается озерных отложений, то среди них изучены аллювиально-озерные и прибрежно-морские. Аллювиально-озерные отложения развиты в западной части Азербайджана и принимают участие в строении среднекуринского синклинория и связаны с древним руслом р. Куры. Прослеживаясь по правобережью Куры в районе Юхары-Салахлы (юго-западнее ст. Пойлы), они выклиниваются в северо-западном направлении, примерно в 5 км западнее с. Шихлы. Их общая мощность достигает 60 м и они состоят из глин в чередовании с песчаниками, алевролитами и суглинками. Галечники имеют подчиненное значение. В виде единичных прослоев присутствуют вулканические пеплы, которые позволили отнести эти отложения к нижнему хазару.

Прибрежно-морские озерные отложения фиксируются в разрезах скважин, пробуренных несколько западнее Геокчая. Это реликты морского верхнехазарского бассейна, где отлагались разноокрашенные глины, нередко ожелезненные, слабосцементированные пески в верхней части горизонта со значительным количеством кристалликов гипса. Появляются прослои галечников или галек в других типах пород. Почти всегда встречаются обуглившиеся растительные остатки и реже раковинный детрит.

Вулканогенно-осадочная формация развита на юго-восточном склоне Малого Кавказа, в пределах Кельбаджарской наложенной мульды и Геокчайского синклинория. Она представлена туфами андезитов и андезито-базальтов, а также орто- и паратуфитами фации лав и туфов околотовулканического пояса. Эти породы нередко интенсивно альбитизированы, несколько в меньшей мере цеолитизированы. Генетически они связаны с эксплозивной деятельностью вулканов Армянского нагорья, а по возрасту относятся к бакинскому и хазарскому времени. С этими же вулканами следует связать вышеуказанные телепирокластические породы, которые широко развиты в молассовой формации антропогена, включая ее морские и континентальные образования. Представлены они также туфами, которые в восточном направлении постепенно обогащаются собственно-осадочным материалом и переходят от ортотуффитов к паратуфитам. В этом же направлении постепенно песчаные туфы переходят в алевро- и пелитотуффиты. Таким образом, наиболее тонкозернистые разности этих пород развиты в морской фации антропогена. Здесь телепирокластические породы отличаются нередко слоистым сложением, а в некоторых случаях и присутствием фауны, имеющей угнетенный характер. По минералогическому составу тяжелой фракции телепирокластические породы представлены пироксеновыми (энстатитовыми, авгитовыми, диопсидо-авгитовыми), роговообманковыми (главным образом, обыкновенная роговая обманка) и роговообманково-пироксеновыми разностями (4, 5, 6).

Энстатитовые и роговообманковые пирокластические породы характерны для отложений бакинского горизонта, а пироксено-роговообманковые и диопсидо-авгитовые — для хазарского горизонта.

Определенная стратиграфическая приуроченность указанных минералогических разностей пирокластических пород, как к фаунистически охарактеризованным горизонтам антропогена морской фации, так и к немим континентальным пролювиально-аллювиальным и озерным отло-

жениям позволили литологам в целом ряде мест провести сопоставление континентальных отложений с морскими и увязать их с общепринятой стратиграфической схемой антропогена (2).

Фациальные особенности рассмотренных формаций антропогена, строение и состав слагающих пород в значительной мере, как было сказано выше, определяются климатическим фактором как бассейна аккумуляции, так и водосборных площадей.

В этом случае следует отметить некоторую климатическую зональность, которая сводится к гумидности климата на водосборах и аридности в области аккумуляции. О гумидности климата на водосборах свидетельствуют полимиктовость сносимого материала и присутствие таких минералов-индикаторов климата, как среди глинистых минералов обломочного каолинита (7), а среди малых элементов—хрома (8, 9), которые образуются в зонах гумидного выветривания.

Что касается бассейна седиментации, то здесь климат был аридный. Об этом доказательно говорят периодически интенсивная садка карбонатного материала, грубоскульптированные створки моллюсковой фауны, наличие таких минералов как гипс, принимающий участие в цементе песчано-гравийных отложений и образующий микролинзы в последних, развитие из железистых минералов сульфидов, главным образом пирита, из глинистых минералов—преобладающего количества гидрослюды и монтмориллонита и повышенное содержание воднорастворимых солей (3).

Фациальные особенности четвертичного литогенеза определили характер распределения полезных ископаемых в отложениях этого возраста. Так, например, к прибрежному морским и континентальным пролювиально-аллювиальным фациям приурочен балластовый гравийно-галечниковый материал. С прибрежной фацией Ленкоранской низменности связаны титано-магнетитовые пески, а лессовидные суглинки с пролювиально-аллювиальными фациями бакинское и хазарское возраста Приараксинской низменности и хвалынского времени Аджианурских предгорий. С вулканогенно-осадочными образованиями связаны пирокластические породы, представляющие интерес в разных отраслях промышленности строительных материалов, кроме того некоторые туфы цеолитизированы. С континентальными пролювиально-аллювиальными отложениями связаны пресные грунтовые и напорные воды, а с морскими—минерализованные воды. Таким образом и на примере четвертичных отложений доказывается роль фаций как поисковый критерий на те или иные полезные ископаемые осадочного генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

- Гаврилов М. Д.* Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджианаура. Труды конф. по геоморфологии Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1953.
- Мамедов А. В., Паизлы Н. В., Великов В. Г.* Четвертичные отложения Среднекуринской впадины в связи с вопросами неотектоники. В сб.: «Новейшие тектонические движения и структуры Альпийского геосинклинального пояса Юго-западной Евразии». Изд. АН Азерб. ССР, 1970.
- Паизлы Н. В.* Литология четвертичных отложений восточного Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1964.
- Паизлы Н. В., Векилов Б. Г.* Пирокластические породы молассовой формации антропогена Азербайджана. «Литология и полезные ископаемые», № 4, 1967.
- Паизлы Н. В., Векилов Б. Г.* Вулканические пеплы четвертичных отложений Азербайд-

- жана. В кн.: «Материалы по тектонике и региональной геологии Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
- Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М., Сандлер Г. Д.* Пирокластические породы морской и континентальной фаций антропогена Азербайджана. В кн.: «Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород». Изд. ЦК КП Грузии, 1970.
- Пашалы Н. В., Котельников Д. Д.* О генетических особенностях глинистых минералов антропогена Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол., № 4, 1970.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд. АН СССР, М., 1960, 1961.
- Султанов А. Д., Пашалы Н. В.* Особенности формирования четвертичных отложений Азербайджана в свете геохимических данных. В кн.: «Очерки по геологии Азербайджана». Изд. АН Азерб. ССР, 1973.
- Хаин В. Е., Шарданов А. Н.* Геологическая история и строение Куринской впадины. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.

Д. М. СУЛЕЙМАНОВ, Э. А. МКРТЧЯН

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ МИНГЕЧАУРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Мингечаурское водохранилище, расположенное в мульдообразной депрессии Куринской долины, принадлежит к числу наиболее крупных водохранилищ Закавказья и служит для многолетнего регулирования стока р. Куры. Площадь водохранилища составляет 626 км², а емкость — 16 млрд. м³ воды.

Строительство Мингечаурского комплекса гидротехнических сооружений привело к развитию на его берегах физико-геологических процессов и явлений, а также к заилению чаши водохранилища наносами рек и продуктами переработки берегов.

Формирование современных донных осадков водохранилища происходит как за счет привноса взвешенных и влекомых наносов реками Курой и Алазани, так и за счет материала, поступающего в водоем с берегов, вследствие их переработки. Общее количество донных осадков, накопившихся в водохранилище за период с 1953 по 1969 гг., составляет около 180 млн. м³.

Для изучения современных донных осадков водохранилища отбирались образцы, которые подверглись комплексным лабораторным анализам.

Исследования позволили изучить гидрохимический режим бассейна, а также осветить вопросы, связанные с твердым стоком и расходом воды рек Куры и Алазани с момента заполнения водохранилища.

Донные осадки распределяются по площади водохранилища неравномерно, варьируя в мощности от 0,5 до 6,0 м. Наибольшие мощности осадков приурочены к устьевым зонам впадающих в водохранилище рек.

Выделение литологических типов донных осадков проводилось по классификации Н. М. Страхова. Донные осадки выражены в основном глинистыми илами. Причем в приустьевой части рек и в периферийных частях водохранилища указанные группы несколько обогащены песчано-алевритовым материалом. Глинистые илы приурочены к глубоким частям водоема. Так, осадки центральной части водохранилища, особенно в зоне, прилегающей к плотине, хорошо отмучены.

Повышенная карбонатность осадков обусловлена оседанием клас- тического карбонатного материала. Содержание карбоната кальция в осадках колеблется в пределах от 1,25 до 19,4%.

В составе тяжелой фракции каждого типа осадков присутствует почти один и тот же комплекс минералов, различны лишь их количественные соотношения (табл. 1). Для выявления особенностей распространения минерального состава пород, слагающих дно водоема, составлены гистограммы минерального состава отдельных проб (рис. 1).

Таблица 1

Типы пород, назв. минералов	Глинистый ил	Алевритово-глин. ил	Алеврит	Песок
Тяжелая фракция				
Рудн. мин.	30,57	26,8	26,5	27,8
Пироксены	6,3	9,4	18,3	5,5
Мусковит, биотит	13,3	18,6	16,94	20,0
Хлорит	4,6	3,5	3,3	1,8
Эпидот, цоизит	17,8	21,6	18,1	23,7
Амфиболы	15,7	5,02	8,88	8,5
Акцессори. м-лы	1,8	1,26	0,4	0,7
Аутиген. м-лы	3,33	5,48	2,42	4,58
Изменен. м-лы	6,0	8,34	5,1	7,35
Легкая фракция				
Полевые шпаты	18,43	41,4	46,77	48,02
Кварц	4,2	9,1	12,8	10,5
Обломки пород	34,1	23,4	18,6	18,7
Мусковит	5,7	7,0		
Хлорит	2,3	3,5	4,8	4,1
Вулк. стекло, анальцит, кальцит, глауконит	5,63	1,8	1,52	2,81
Диатомей, спик. губок, раст. ост. споры, пыльца	0,5	2,2	0,76	0,77
Измен. и глин. минералы	29,14	11,6	14,69	14,1

ГИСТОГРАММЫ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ДОННЫХ ОСАДКОВ
МННГЕЧАУРСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

(по типам пород)

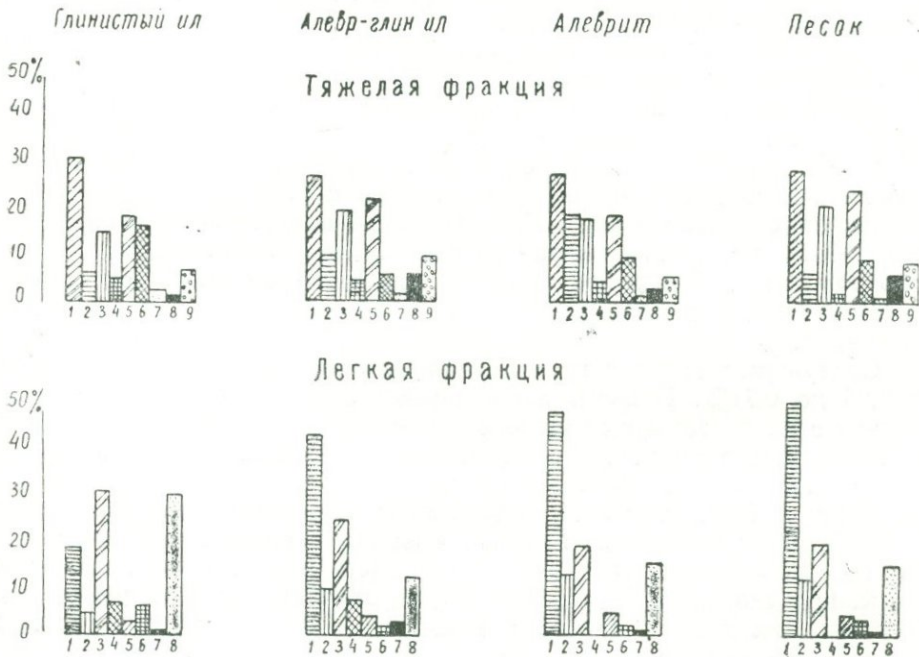


Рис. 1

Тяжелая фракция: 1—рудные минералы; 2—пироксены; 3—мусковит, биотит; 4—хлорит; 5—эпидот, цоизит; 6—амфиболы; 7—акцессорные минералы; 8—аутигенные минералы; 9—измененные минералы. Легкая фракция: 1—полевые шпаты; 2—кварц; 3—обломки пород; 4—мусковит; 5—хлорит; 6—вулканическое стекло, анальцит, кальцит, глауконит; 7—диатомей, спиккули губок, растительные остатки, споры и пыльца; 8—измененные минералы.

С целью выяснения состава глинистых минералов в донных осадках были произведены термические, рентгеноскопические, электронномикроскопические анализы. Глинистая фракция состоит в основном из гидрослюдов, реже присутствуют разности монтмориллонит-гидрослюдистого характера. В некоторых образцах наблюдается галлуазит, остатки диатомовых водорослей, органика.

На кривых нагревания отмечаются 3 эндотермических эффекта. I эндотермический эффект при температуре 100—200°C соответствует обезвоживанию глинистых минералов. Интенсивность I эндотермического эффекта в осадках объясняется присутствием монтмориллонита. Повышение II эндотермического эффекта характерно для гидрослюдов и обусловлено сгоранием органики. II эндотермический эффект при температуре 570—600°C свидетельствует о присутствии бейделлита. Эта реакция характерна для зоны влияния реки Алазани. III эндотермический эффект при температуре 850—950°C, при этом происходит разрушение гидрослюдов. Экзотермическая реакция, которая наблюдается в интервале 900—1000°C, характерная для осадков центральной части водоема, связана с перекристаллизацией аморфных продуктов разрушения гидрослюдов.

Состав глинистых минералов, определенных термическими исследованиями, подтверждается электронномикроскопическими анализами.

Исследованию характера органического вещества современных донных осадков Мингечаурского водохранилища было подвергнуто 70 образцов донных осадков. Были определены органический углерод, общий азот и общий фосфор. Наибольшее содержание биогенных элементов наблюдается в осадках северо-западной части водохранилища. В юго-восточную часть водоема доходит лишь небольшое количество тонкозернистой взвеси, обогащенной биогенным материалом. Количество биогенных элементов в грунтах увеличивается по мере повышения содержания тонкодисперсной фракции.

Содержание органического углерода <0,5% отмечается вдоль берегов юго-восточной части водохранилища, что объясняется небольшим его содержанием в апшеронских песчано-глинистых отложениях. Содержание С орг. в интервале от 0,5 до 1,0% наблюдается в северо-восточной и центральной частях водохранилища, а также в виде небольшого пятна в Ханабадском заливе, что связано с разложением донных и планктонных организмов. И, наконец, наибольшее содержание С орг >1,0% установлено в зоне расположения устьев рек, впадающих в водохранилище. Подобное площадное распространение С орг. свидетельствует как о автохтонной, так и аллохтонной природе органического материала.

Содержание азота в грунтах дна водоема колеблется в пределах от 0,05 до 0,71%. Причем, наибольшее его количество (0,15—0,20%) связано с алевролитами и песками северо-западной части водохранилища и Ханабадского залива. Значительное содержание азота в грунтах объясняется белковой природой органики.

Верхний слой ила имеет жидкую консистенцию и светлобурый цвет, который к низу переходит в серый. Разница в цвете обусловлена тем, что при разложении органического вещества восстановительные процессы, происходящие во внешних слоях, захватывают и содержащееся в организмах железо, переводя окисные его формы в закисные. Присутствие последнего является причиной изменения окраски ила.

О происхождении органического вещества и степени его разложения можно судить по отношению С/N. Наибольшая степень разложения органического материала отмечается в центральной части водохрани-

лица, где величина C/N варьирует в пределах от 0,94 до 5,97. Это свидетельствует о продолжающемся разложении растительного детрита и животных организмов.

Гумус, содержание которого варьирует в пределах 0,51—2,66%, образуется за счет органических веществ из животных и растительных остатков как самого водоема, так и за счет речных вод. Скорость образования гумусных веществ, связанных с илистыми грунтами, различна, что зависит от условий накопления и разложения органического вещества. Значительную роль при этом играют изменчивость рельефа дна водоема, различие в степени проникновения кислорода, интенсивность бактериальных процессов и содержания в них органического углерода, а также процессы миграции гуминовых веществ в донных осадках. В частности, с продуктами гумуса связаны полуторные окислы соединений кальция и серы.

Для установления закономерностей распределения в современных донных осадках Мингечаурского водохранилища малых элементов были использованы данные анализов 77 колонок грунта, который был равномерно отобран со всей площади водохранилища. Спектроскопическими исследованиями было обнаружено 11 микроэлементов, при этом в указанное число не входят микроэлементы, констатированные только в виде следов.

Таблица 2

Элементы	Pb	Sn	Zn	Cu	Mo	Co	Mn	V	Ti	Ba	Sr
Тип осадка											
Песок	0,006	0,0002	0,003	0,031	0,001	0,02	0,3	0,02	0,1	0,3	0,02
Алеврит	0,008	0,0025	0,008	0,007	0,013	0,02	0,2	0,03	0,1	0,3	0,02
Алевр. глин. ил	0,004	0,0004	0,07	0,009	0,006	0,007	0,2	0,035	0,1	0,3	0,03
Глинистый ил	0,005	0,0005	0,01	0,007	0,0008	0,007	0,2	0,045	0,2	0,4	0,04

В глинистых илах, обогащенных органическим материалом, преобладают цинк, марганец, титан и барий. Марганец отличается большой миграционной способностью и тяготеет к тонким илам и соответственно к наиболее глубоким частям водохранилища. Марганец поступает в водохранилище главным образом с водами рек в виде взвеси MnO_2 , а также в виде коллоидальных растворов, причем органические коллоиды являются стабилизирующим фактором. Среднее содержание марганца почти втрое больше его кларка в глинах. Распределение марганца в осадках происходит упорядоченно, т. е. наибольшим его содержанием отличаются глинистые илы (рис. 2), что можно объяснить связью этого элемента с карбонатным материалом, которого больше в глинах, чем в песках и алевритах. В северо-западной части водохранилища отмечается некоторая аномалия в распределении марганца, что можно объяснить большим содержанием его в породах области сноса и химическим характером происходящих там процессов выветривания. В алевритово-глинистых илах и алевритах центральной части водоема количество марганца варьирует в пределах от 0,1 до 0,6%.

Содержание титана в глинистых илах в 5 раз меньше кларка. В алевритах и песках количество его уменьшается в среднем до 0,1%. В указанных грунтах титан отличается сглаженной модификацией.

Содержание бария в осадках довольно большое (0,3—0,4%). Среднее содержание стронция в глинистых илах составляет 0,04%. Для выяснения условий осадкообразования может быть использовано отношение $Sr : Ba$, которое меняется в зависимости от типа пород. В гли-

нистых илах оно составляет 0,1%, в алевритах и песках соответственно 0,3% и 0,03%.

Количество кобальта в песках и алевритах колеблется от 0,006% до 0,01%. В глинистых илах оно меняется от 0,006% до 0,008%. Наибольшее его количество отмечается в районе устьев рек Куры и Иори;

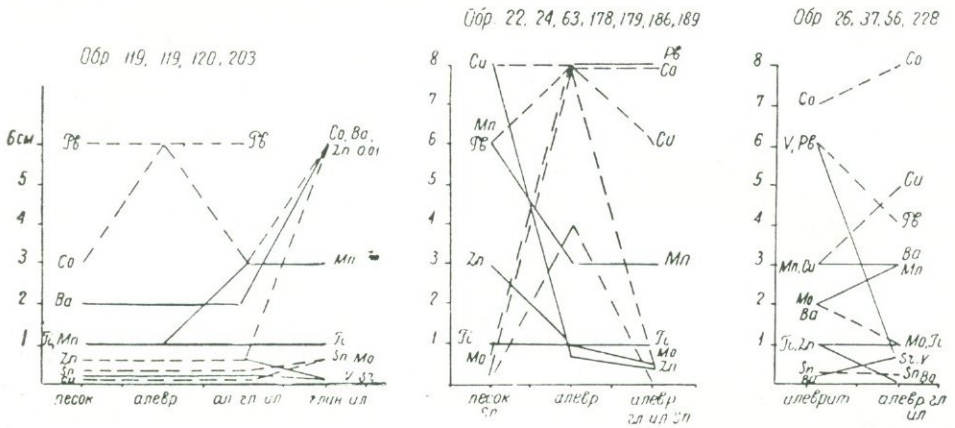


Рис. 2.

это можно объяснить тем, что реки, впадающие в Куру, дренируют магматические породы Малого Кавказа. В алевритах и песках центральной части водоема кобальта значительно меньше (0,003%).

Свинец и олово относятся к числу малорастворимых в природных условиях элементов. Они вносятся в водоем главным образом в виде механической взвеси и только частично в виде коллоидальных растворов. Олово отличается сглаженной модификацией, что говорит о наличии в области питания химического и механического выветривания.

Среднее содержание меди в глинистых илах составляет 0,007—0,009%, в алевритах и песках количество несколько увеличивается—0,007—0,01%. Медь в водоеме образуется главным образом за счет размыва берегов водохранилища, сложенных апшеронскими отложениями, связанными с большекавказской питающей провинцией.

Наименьшее содержание молибдена характерно для глинистых илов (0,0008%), в то время как в алевритах количество его возрастает до 0,006—0,01%. Это свидетельствует об интенсивности механического выветривания и плохой дифференциации осадка. Молибден отличается слабой миграционной способностью.

Произведенные исследования позволили установить некоторые закономерности в распределении малых элементов в современных донных осадках Мингечаурского водохранилища. При этом образование рассматриваемых элементов происходило как в результате поступления преобразованного материала, приносимого в водоем реками и за счет переработки их берегов, так и в результате физико-химических и химико-биологических процессов, происходивших в самом водоеме.

Химический состав и емкость поглощения тесно связаны с дисперсностью отложений. В этом отношении наиболее показательной является пелитовая фракция, с которой связаны коллоидально-химические процессы, идущие в осадках. Емкость обмена глинистых пород составляет 21—32 мг/экв на 100 г грунта.

В составе обменных катионов содержание обменного Са преобладает над обменным Mg и Na. Установлено, что при прочих равных усло-

виях, содержание обменного Са в глинистых илах, залегающих в устьях рек Куры и Алазани больше, чем в глинах, вскрытых в центральной части водоема, а содержание Na и Mg, наоборот, ниже в алевритово-глинистых илах, вскрытых в районе устьев рек, что свидетельствует о реакциях катионного обмена и более активном выщелачивании глин в устьях рек Куры и Алазани. Емкость поглощенного комплекса глинистых пород колеблется от 16,3 до 47,3 мг/экв. на 100 г абсолютно сухого грунта, что свидетельствует о преобладающем составе изученных осадков.

Исследования физических свойств донных осадков включает определение влажности, удельного и объемного веса, коэффициента пористости и др.

Верхняя часть колонок грунта мощностью 0,2—0,3 м характеризуется естественной влажностью около 70%. Общая пористость глинистых пород находится в обратной зависимости от удельного и объемного веса. Пористость осадков поверхностного слоя изменяется от 70% и более для глинистых илов и до 50—60% для алевритовых. К низу полужидкая масса постепенно переходит в осадки с рыхлой структурой, высокой гидротированностью и отсутствием межчастичного сцепления. В этой зоне происходит постепенное уплотнение осадка и снижение влажности до 40—42%. Гигроскопическая влажность грунтов здесь колеблется в пределах 3—5%, молекулярная влагоемкость не превышала 23%. Удельный вес грунтов, имеющих жидкотекучую консистенцию, колеблется от 2,69 до 2,73. Значения объемных весов меняются от 1,4 до 1,7. Наиболее постоянной характеристикой может служить объемный вес абсолютно-сухого грунта, величина которого колеблется от 0,9 до 1,1. Пластические свойства грунтов характеризуются следующими параметрами: величиной предела текучести, которая меняется в пределах от 44 до 49, величина предела пластичности—22—24 и число пластичности, которое варьирует в пределах 22—26. Сравнение естественной влажности исследуемых грунтов с пределами текучести и пластичности показывает их переувлажненную консистенцию. Величина коэффициента консистенции колеблется в пределах от 0,56% до 0,96%.

По состоянию и свойствам все исследованные грунты находятся в первой стадии формирования свойств илистых грунтов, т. е. в текучем состоянии. Их следует отнести к дисперсионным системам, имеющим коагуляционно-дисперсионную структуру.

Формирование физико-механических свойств современных донных осадков водохранилища, имеющих важное значение для оценки прочности и деформируемости исследованных грунтов под нагрузкой, находится в тесной зависимости от качественной и количественной характеристики глинистых минералов.

Ю. В. САЯДЯН

К ВОПРОСУ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА АРМЕНИИ

Плейстоценовые отложения Армении стали изучаться еще с начала XIX века, попутно с общими геологическими исследованиями, и в течение почти полувека носили чисто описательный характер, без какой-либо стратиграфической привязки и датировки их возраста.

Начиная с 20-х годов нашего столетия, была разработана полигляциальная стратиграфическая схема всего Кавказа, которая до настоящего времени лежит в основе геологических исследований новейших образований Армении.

За последние десятилетия изучению плейстоценовых образований Армении уделялось большое внимание. В работах многих авторов освещены различные вопросы плейстоценовой тектоники, фауны, оледенения, истории развития рельефа, стратиграфии и палеогеографии.

Проведенные исследования свидетельствуют, что характерной особенностью плейстоценовых отложений Армении является гетерогенный характер их генетических типов и фаций, обусловленный сложными палеогеографическими условиями. Формирование различных генетических типов и фаций этих отложений, их распределение в плейстоценовой толще и вещественный состав находятся в тесной связи с новейшими тектоническими движениями, непрерывно меняющимися климатическими условиями и перестройкой рельефа.

Формирование современного рельефа Армении началось, вероятно, после регрессии сарматского и понтийского морей, когда территория Армении окончательно вовлеклась в полосу континентального развития.

Вздымание Малого Кавказа в течение новейшего геологического этапа развития сопровождалось прогибанием и трансгрессией в соседних Рионско-Куринской и Анатолийско-Иранской впадинах, а также глубинной эрозией, озерным осадконакоплением в межгорных депрессиях при благоприятных климатических условиях и вулканизмом.

Наиболее примечательной особенностью плейстоцена Армении является наступление и отступление горных ледников в ледниковые и межледниковые эпохи и бурный вулканизм, приуроченный к концу ледниковых и к межледниковым эпохам.

Одной из наиболее важных и первоочередных задач изучения плейстоцена Армении является разработка местной детальной стратиграфической шкалы.

За последние годы в Армении была сделана первая попытка в этом направлении—изучен Ширакский опорный разрез континентальных плейстоценовых отложений, уникальный как по разнообразию литолого-

СОПОСТАВЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ АРМЕНИИ, РУССКОЙ РАВНИНЫ, ЧЕРНОМОРСКОЙ, КАСПИЙСКОЙ И СРЕДНЕЗЕМНОМОРСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

стратиграфические подразделения		Армения			Этапы эксплозивного вулканизма	Альпийская схема	По К. К. Маркову, А. А. Величко, Г. И. Лазукову, В. А. Николаеву (1968)				По В. И. Громову, М. Н. Алексееву и др. (1967)			
		Фауна млекопитающих	Фазы растительных формаций	Изменения климатических условий			Русская равнина	Черноморская область	Каспийская область	Средиземноморская область		Фаунистические комплексы СССР		
Плейстоцен	Голоцен	Современная		Последледниковая эпоха	Затишье	Вспышка (памбакский тип)	Последледниковое время		Современный бассейн	Современный бассейн	Современный бассейн	Современный		
									Нимфейская трансгрессия	Новокаспийская трансгрессия	Ницкая трансгрессия			
									Фанагорийская регрессия					
	Верхний	Памбакский фаунистический комплекс: <i>Elephas primigenius</i> Blum., <i>Equus caballus</i> L., <i>Coelodonta antiquitatis</i> Blum., <i>Bos primigenius</i> , <i>Bison</i> sp.		Эпоха горного оледенения	Затишье	Вспышка (арктический тип)	Ворм	Валдайское оледенение	Нововьксинская регрессия	Верхнехвалынская трансгрессия	Гримальдийская регрессия	Верхнепалеолитический		
									Сурожская трансгрессия	Регрессия	Эпимонастирская трансгрессия			
									Регрессия? Гирканский бассейн?	Нижнехвалынская трансгрессия	Регрессия?			
	Средний			Эпоха горного оледенения	Затишье	Вспышка (арктический тип)	Рисс-ворм	Мгинское (Микулинское) межледниковье	Карангатская трансгрессия	Регрессия	Монастирская трансгрессия (тиррен II)			
									Московское оледенение	Средневьксинская регрессия	Верхнехазарская трансгрессия		Регрессия	
										Рославльское (Одинцовское) межледниковье	Узунларский бассейн		Регрессия	Тирренская трансгрессия (тиррен I)
											Днепровское оледенение		Древневьксинская трансгрессия	Нижнехазарская трансгрессия
	Нижний	Арапийский	Ленинканский фаунистический комплекс: <i>Mammuthus trogontherii</i> Pohl., <i>Palaeoloxodon antiquus</i> , <i>Dicerorhinus mercki</i> Jaeg., <i>Camelus knobloch</i> Nehr., <i>Bos primigenius</i> Boj., <i>Equus</i> sp., <i>Cervus</i> sp.	Арапийская межледниковья эпоха	Степная	Относительно теплые и засушливые условия	Вспышка (еревано-ленинканский тип)	Лихвинское межледниковье	Регрессия	Регрессия	Милацкий бассейн	Сингильский		
									Окское оледенение	Чаудская трансгрессия	Бакинская трансгрессия	Сицилийский бассейн	Тираспольский	
Регрессия?											Тюркянская регрессия			
Верхний плиоцен	Анийский	Местонахождение-ст. Ани: <i>Megaloceros</i> sp.	Анийская пловивальная эпоха (относительно прохладные и влажные условия)	Лесная	Темно-хвойные и хвойно-широколиственные леса	Затишье	Миндель	Окское оледенение	Чаудская трансгрессия	Бакинская трансгрессия	Сицилийский бассейн	Тираспольский		
				Лесная	Березовые и широколиственные леса (преимущественно дубово-вязовые)									
				Степная	Потепление, уменьшение влажности									
Верхний плиоцен	Аше-ронский	Местонахождение-с. Нурнус: <i>Hipparion</i> sp., <i>Dicerorhinus etruscus</i> Falc., <i>Mustella tilholi</i> Gaud., <i>Trochoceros</i> sp., <i>Lepus</i> sp., <i>Putorius</i> sp., <i>Cerbillus</i> sp.,	Относительно влажные условия	Вспышка (анийский тип)	Затишье	Излияния долеритовых лав	Гюнц-миндель		Гурийский бассейн	Апшеронская трансгрессия	Калабрийский бассейн	Таманский		
									Таманский бассейн	Регрессия				
									Куяльницкий бассейн	Акчагыльская трансгрессия			Хапровский	

фациальных особенностей слагающих его отложений, обилию фаунистических и флористических остатков, так и по его географическому положению, где исключительно благоприятно сочетаются его отложения с вулканическими образованиями массива Арагац, на котором сохранились следы древнего оледенения.

По разнообразию природных фактов аналогичное уникальное значение имеют разрезы озерных отложений Араратской, Севанской и Памбакской котловин. Но они, к сожалению, пока еще всесторонне не изучены.

Однако уже накопленный материал позволяет предполагать, что события, развивающиеся в плейстоцене в Армении, были обусловлены общепланетарными явлениями и в то же время зависели от местных природных условий. Изменения климата были тесно связаны с историей оледенений Русской равнины, в то же время важным регулирующим фактором были и тектонические движения.

В Армении установлены верхнеплиоценовые (апшеронские) галечные образования пролювиального происхождения, которые, возможно, являются результатом плювиальных условий.

Для континентальных плейстоценовых отложений Армении выделяются два стратиграфических горизонта: анийский и арапийский.

Анийский горизонт сопоставляется с морскими бакинскими, чаудинскими осадками и лиманными отложениями Одесского района, а арапийский—с нижнехазарскими, сингильскими и древнеэвксинскими осадками Черноморско-Каспийской области. Анийская эпоха соответствовала эпохе окского оледенения Русской равнины, была плювиальной и отличалась относительно прохладной и влажной обстановкой; арапийская эпоха соответствовала лихвинскому межледниковью и была межплювиальной, относительно теплой и засушливой.

Горные хребты Армении в анийское время покровному оледенению не подвергались (возможно, на максимальных высотах гор существовали мелкие ледники).

Горные хребты Армении несут несомненные следы двух древних оледенений. Установить их возраст пока не представляется возможным, потому что нет прямых сопоставлений морен и флювиогляциальных отложений с биостратиграфически и геофизически (абсолютный возраст, палеомагнетизм) обоснованными опорными разрезами. Однако нет сомнений в том, что они моложе арапийского времени и, вероятно, соответствуют среднеплейстоценовому—днепровскому и московскому и позднеплейстоценовому—валдайскому (калининскому и осташковскому) оледенениям Русской равнины.

Произвести детальную и непосредственную корреляцию рассматриваемых отложений с европейскими не представляется возможным. Биостратиграфический принцип не дает возможности синхронизировать осадки далеко удаленных друг от друга территорий. Поэтому приходится довольствоваться уже существующими сопоставлениями осадков Понт-Каспия и Русской равнины с отложениями Центральной Европы, увязав с ними анийские и арапийские слои. К сожалению, расчленив более детально нижне- и среднеплейстоценовые отложения Армении пока еще не удастся.

Верхнеплейстоценовые отложения республики изучены слабо. Более или менее детально изучены озерные отложения Памбакской котловины, среди которых обнаружен фаунистический комплекс, датируемый вюрмом.

Голоценовые отложения в Армении развиты повсеместно, однако наиболее детально их разрезы изучены в бассейне озера Севан.

На территории Армении обнаружены многочисленные палеолитические и неолитические памятники, заслуживающие особого внимания. Изучение их показало, что Армения является одним из наиболее древних очагов заселения и цивилизации.

Особое место в плейстоценовой истории Армении занимал интенсивный вулканизм. Известно, что мощные вспышки извержений периодически охватывали огромные пространства на Земле. В периоды развития эксплозивных извержений огромное количество углекислого газа, аммиака, водяных паров и вулканической пыли выбрасывалось в атмосферу и на протяжении продолжительного времени рассеивалось в ней. Кроме того, в процессе загрязнения атмосферы определенную роль играли космическая и эоловая пыль.

Процесс загрязнения атмосферы происходил медленно, и также медленно происходило его очищение в результате оседания пыли. Периоды загрязнений и очищений в плейстоцене периодически повторялись. Процесс загрязнения приводил к постепенному охлаждению поверхности Земли, а очищения—потеплению.

Охлаждение происходило вследствие действия механизма, который называется обратным парниковым эффектом. Пылевые частицы, по размерам сравнимые с длиной волны видимого света и очень сильно рассеивающие этот свет, уменьшали количество лучистой энергии, достигающей поверхности Земли, которая в противном случае поглотилась бы и превратилась в тепло. С другой стороны, частицы оказывали относительно слабое влияние на инфракрасное излучение, длина волны которого велика по сравнению с размерами пылевых частиц. Так как большая часть электромагнитного излучения земной поверхности приходится на инфракрасную область, пылевые частицы не препятствовали потерям тепла в виде излучения. Суммарным результатом были важные изменения теплового баланса Земли, приведшие к периодическим похолоданиям в периоды вулканических вспышек, и потеплениям—в периоды затиший.

Главная масса газов и вулканической пыли попадала в атмосферу от неоднократных извержений туфо-игнимбритовых масс, сопровождающихся излияниями лав и имеющих определенную последовательность: на протяжении всего плейстоцена, как уже было сказано, периоды значительной активности совпадали с концом ледниковой или межледниковыми эпохами и чередовались с относительно спокойными.

Эту закономерность четко можно проследить в пределах Армянского вулканического нагорья и Каспийской области.

Начальная фаза позднеорогенной стадии развития Альпийского геосинклинального пояса в пределах Армянского вулканического нагорья началась в акчагыле (начало верхнего виллафранка) излияниями основных (долеритовых и андезито-базальтовых) лав на территории Армянской ССР, слагающих основание массива Арагац и обнажающихся по ущелью р. Ахурян. Эти лавы сопоставляются с охарактеризованными гиппароновой фауной акчагыльского возраста, аналогичными по петрографическому составу лавами бассейна среднего течения р. Раздан. Кроме того, их палеомагнитные характеристики хорошо согласуются с таковыми фаунистически охарактеризованных акчагыльских лав Ахалкалакского нагорья.

В апшеронском веке, по-видимому, мощных эксплозивных вулканических явлений на Армянском нагорье не было. В предгорьях накапливались толщи континентальных галечных образований пролювиально-

го происхождения, возраст которых определяется по находкам в них галек акчагыльских долеритовых лав, залегающих под этими галечниками, а также по озерным отложениям бакинского, или, по местной терминологии, анийского возраста, перекрывающих эти галечники.

Таким образом, в акчагыльское и апшеронское время проявления туфо-игнимбритовых извержений пока еще отсутствовали. Однако следует отметить, что акчагыльский вулканизм в конечной стадии своего развития в какой-то мере повлиял на изменение теплового баланса Земли в апшероне в сторону похолодания и, возможно, оледенения в высоких широтах, установления плейвиальных условий—в низких и накопления континентальных галечных толщ.

Начало проявления мощных извержений туфо-игнимбритовых масс было приурочено ко времени верхнего апшерона и нижнего баку (период предокского—предминдельского оледенения). Эксплозивный вулканизм Армении был представлен извержениями желтых и розовых пемзовых туфов и пеплов анийского типа, залегающих в основании озерных отложений Ширакской котловины, возраст которых датирован бакинским, или, по местной терминологии, анийским временем.

Большой интерес для корреляции представляют пирокластические породы, обнаруженные в Азербайджане, в районе хребта Дуздах, сложенного морскими и пресноводно-морскими отложениями Каспия и пролювиально-делювиальными образованиями. По всей вероятности, они принадлежат к мощным эксплозивным извержениям Армянского вулканического нагорья и возможно, синхронным эксплозиям Большого Кавказа.

Наиболее древние плейстоценовые пирокластические породы Азербайджана залегают в нижних горизонтах бакинских пресноводно-морских отложений Каспия, слагающих хребет Дуздах. Это 20—25 см пачка розовых и белесоватых пепловых туфов, очень сходных по своим петрографо-минералогическим особенностям с пеплами Анийского района Армянской ССР (содержат включения пемзового стекла и базальтическую роговую обманку).

К среднеплейстоценовой эксплозивной деятельности на Армянском вулканическом нагорье были приурочены извержения туфов еревано-ленинканского типа и туфолав массива Арагац, завершающих разрез арапийских (сингильских) озерных отложений Ширакской котловины и относящихся к лихвинскому (миндель-рисскому) межледниковью. Пеплы этих извержений обнаружены также в районе хребта Дуздах, в нижней части морских отложений гюргянской свиты или урунджикских отложениях Каспия.

Верхнеплейстоценовый эксплозивный вулканизм Армении имел две стадии развития. К первой стадии были приурочены проявления эксплозивного вулканизма, имевшие место в рославльское (одинцовское) межледниковье, пеплы которого обнаружены в хазарских отложениях Каспия, ко второй—мощные извержения пеплов, туфов и туфолав арктического типа (массив Арагац), совпадающие со временем мгинского (микулинского или рисс-вюрмского) межледниковья. Голоценовый эксплозивный вулканизм Армении представлен туфами, развитыми на молодых речных террасах (бассейн р. Памбак и др.).

На основании изложенного четко вырисовывается граница между плиоценом и плейстоценом. Разделение этих периодов следует считать со времени проявления мощных туфо-игнимбритовых извержений в Альпийском геосинклинальном поясе, приуроченных к периоду предокского—предминдельского оледенения, т. е. ко времени верхнего апшерона—нижнего баку.

Периоды наиболее активной эксплозивной деятельности в плей-

стоцене, в альпийской орогенной зоне, по-видимому, совпадали. Приуроченность вулканизма к концу ледниковых и к межледниковым эпохам можно рассматривать в цепи изостатического равновесия.

Вздымание земной коры, залегающей на астеносфере и в плейстоцене, находящейся под нагрузкой ледниковых масс, происходило со времени их таяния. Процессы изостатического выравнивания вызвали компенсирующие движения в областях свободных от поднятий, которые выразились разрывными нарушениями и интенсивными вулканическими явлениями.

Взаимосвязь космических явлений, внешней оболочки, поверхности и внутреннего состояния Земли вполне очевидна.

Ю. В. САЯДЯН, З. В. АЛЕШИНСКАЯ,
Э. В. ХАНЗАДЯН

ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И АРХЕОЛОГИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ ОЗЕРА СЕВАН

Послеледниковые отложения побережья Севана стали доступны для непосредственного изучения благодаря спуску его вод через Севано-Разданский ирригационно-энергетический каскад. Понижение уровня озера на 19 м (к 1974 г.) вызвало врезание впадающих в него рек. Возникшие при этом обрывы, наряду с искусственными выработками, вскрывают геологическое строение послеледниковых отложений.

Детальное изучение разрезов этих отложений в различных частях побережья Севана увенчалось значительным успехом—были обнаружены многочисленные древние археологические памятники, захороненные в отложениях трансгрессивных фаз озера. Эти памятники в настоящее время являются одним из самых увлекательных объектов изучения голоценовой геологии и археологии Армении. Они показывают густую заселенность побережья за последние пять тысяч лет.

Кроме того, комплексные полевые и лабораторные исследования указанных разрезов позволили среди послеледниковых осадков Севана выделить различные генетические типы, дать их стратиграфическое расчленение, возраст, палеогеографические условия осадконакопления и провести корреляцию.

Наибольший интерес представляют разрезы юго-западного побережья, где озерные отложения Севана чередуются с культурными слоями, датированными археологически.

Ранее нами (Саядян, Алешинская, 1972) были изучены разрезы, в которых захоронен один из значительных памятников—древнее Лчашенское поселение.

Не менее интересным является разрез, расположенный в 3,5 км от Лчашена (у сел. Норашен) в выемке автомобильного шоссе, при изучении которого было обнаружено захороненное под озерными осадками древнее Норашенское поселение. Озерные осадки здесь прислонены под пологим углом к молодым бугристым андезито-базальтам (тип Е) (рис. 1). Видимая мощность отложений 4,5 м, а строение их (снизу вверх) следующее:

1. Глина неслоистая, серого цвета; редко встречаются гнезда с вкраплениями обохренного железа 4,50—3,70 м
2. Почва болотная, черного цвета с остатками растений 3,70—3,60 м
3. Песчаный ракушечный слой. В верхней части содержит массовые скопления целых и раздробленных раковин. Песок среднезернистый. 3,60—2,95 м
4. Культурный горизонт древнего Норашенского поселе-

- ния, состоящий из нескольких слоев и прослоев. Содержит большое количество керамики, каменных орудий и остатков костей животных . 2,95—1,50 м
5. Почва болотная, черного цвета, комковатой структуры, с остатками растений, керамики и костей животных 1,50—1,35 м

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОЗЕРНЫХ И КУЛЬТУРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСУШЕННОЙ ТЕРРИТОРИИ ОЗ. СЕВАН У С. НОРАШЕН

*Составили Ю. В. Саядян и
Э. В. Ханзадян*

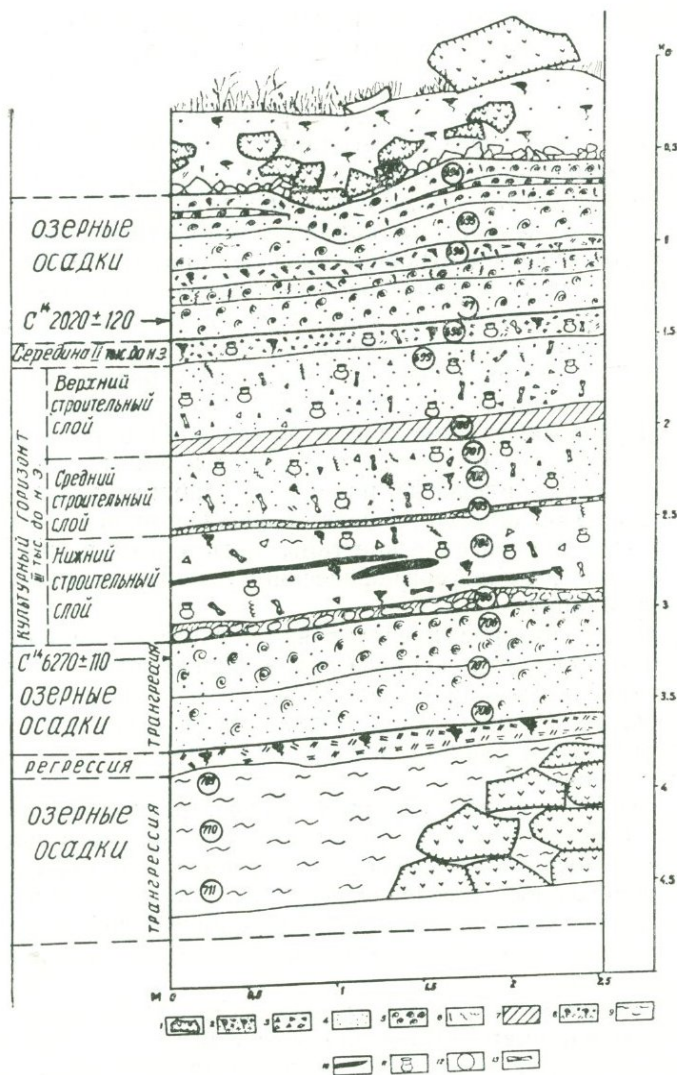


Рис. 1. 1—андезито-базальты; 2—почва современная; 3—обломки пород; 4—песок; 5—моллюски; 6—растительные остатки; 7—супесь; 8—почва погребенная; 9—суглинок; 10—следы костров; 11—керамика; 12—места отбора проб; 13—остатки микрофауны.

6. Песчанистый ракушечный слой разделенный 5—7 см прослоем болотной почвы. Содержит массовое скопление целых и раздробленных раковин. Песок мелко- и среднезернистый 1,35—0,50 м
7. Осыпь делювиальная с большим количеством остроугольных обломков и глыб лав 0,50—0,00 м

Строение этих отложений свидетельствует о двукратном подъеме уровня озера Севан. Первая, наиболее древняя, трансгрессия зафиксирована в отложениях интервала 4,50—2,95 м. Она была разделена очень кратковременной регрессией или временным отступлением вод озера, выраженная болотной почвой интервала 3,70—3,60 м. Время завершения этой трансгрессии было определено по раковинам моллюсков с глубины 3,00 м: *Limnaea stagnalis* (L.), *L. (Radix) ovata* (Drap.), *Planorbis planorbis* (L.), *Gyraulus laevis* (Alder.), *Pisidium casertanum* (Poli.), *Succinea oblonga* (Drap.) радиоуглеродным методом, который показал цифру 6270 ± 110 (МГУ—215)*.

Вторая трансгрессия отражена в осадках интервала 1,50—0,50 м. Раковины моллюсков с глубины 0,9 м: *Limnaea stagnalis* (L.), *L. (Radix) suricularia* (L.), *Valvata piscinalis* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Pisidium casertanum* (Poli.), *succinea putris* (L.) имеют по C^{14} возраст 2090 ± 70 (МГУ—244). Осадки этой трансгрессии могут быть сопоставлены с осадками ранее зафиксированной трансгрессии в разрезе у с. Лчашен (Саядян, Алешинская, 1972).

Таким образом, на протяжении свыше 4000 лет между этими двумя трансгрессиями воды озера Севан стояли на более низком уровне. Культурный горизонт интервала 2,95—1,50 м показывает, что за это время на данном участке побережья дважды поселялся человек—в III тысячелетии и середине II тысячелетия. Перерыв в заселении продолжался не менее 500 лет.

Рассмотрим, каковы же были условия накопления описанных осадков, существования древнего человека и причины его перемещения.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений всего разреза у сел. Норашен преобладает пыльца травянистых и кустарничковых растений (30—91%). Содержание пыльцы древесных и кустарничковых пород колеблется в пределах 12—66%, спор—3—35%. Снизу вверх по разрезу можно выделить шесть спорово-пыльцевых зон (рис. 2).

Зона 6 (4,50—3,70 м). Спорово-пыльцевые спектры характеризуются максимальным содержанием пыльцы: *Picea*—до 34%, *Betula*—25%, *Alnus*—12%, *Pterocarya*—4%, *Juglans*—17%, *Ostrya*—4%, *Corylus*—8%; низким содержанием пыльцы *Pinus* (до 29%). Кроме отмеченной выше пыльцы широколиственных пород, присутствуют в небольших количествах пыльца *Quercus*—4%, *Ulmus*—5%. В группе травянистых и кустарничковых растений господствует пыльца *Ephedra*—65%, *Dipsacaceae*—36%. Встречается пыльца *Chenopodiaceae*—18%, *Artemisia*—10%, реже *Gramineae*—4%, *Compositae*—6%.

Зона 5 (3,70—3,60 м). В спорово-пыльцевых спектрах этой зоны пыльца древесных пород практически отсутствует, если не считать двух пыльцевых зерен *Pterocarya* и одного пыльцевого зерна *Tilia*. Среди пыльцы трав и кустарничков обнаружена пыльца *Chenopodiaceae*—24%, *Gramineae*—10%, *Artemisia*—8%, *Ephedra*—4%, *Compositae*—4%, *Rubiaceae*—2%.

Зона 4 (3,60—2,95 м). В спорово-пыльцевых спектрах этого интервала доминантом является пыльца *Pinus*—до 100%, количество пыльцы *Picea* сокращается до 10%, *Betula*—до 4%. Пыльца широко-

* Палеонтологическое определение моллюсков выполнено В. И. Курсаловой.

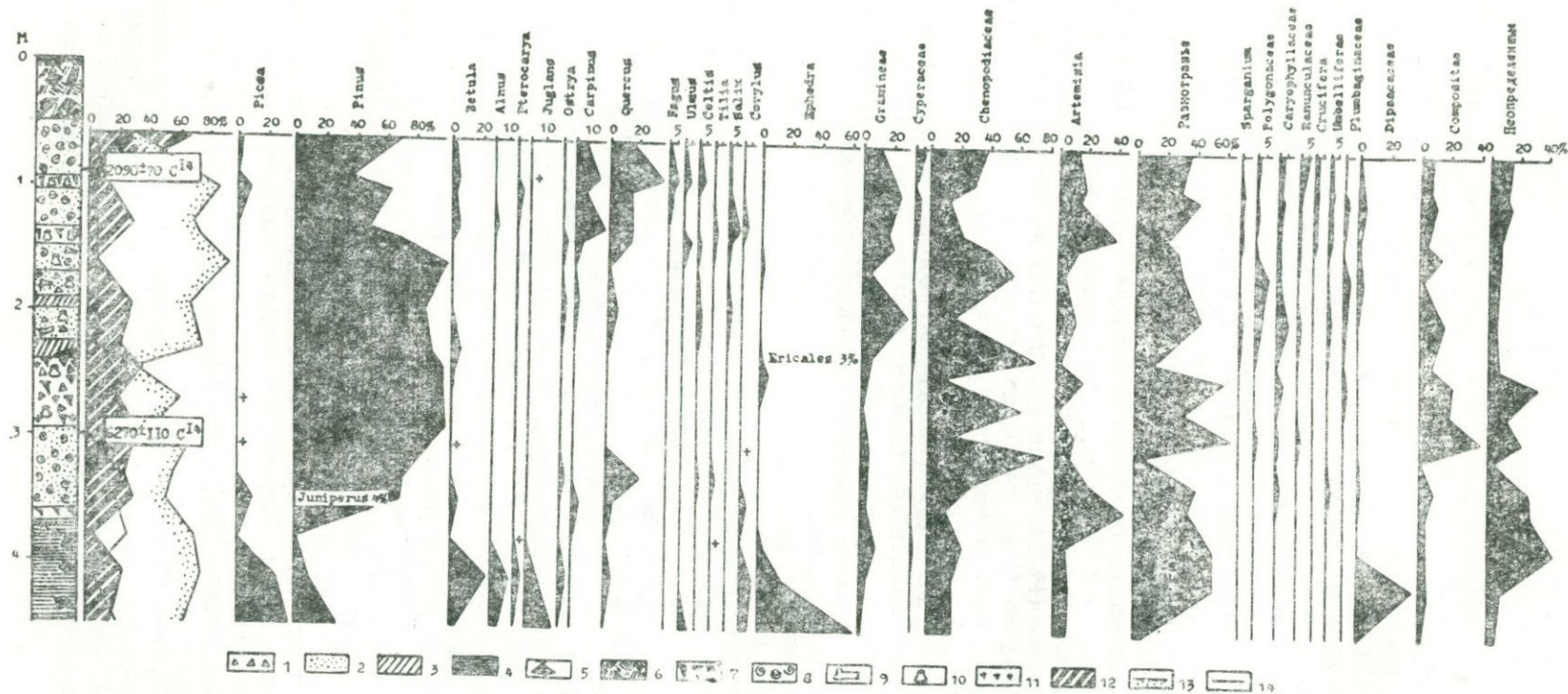


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма послеледниковых отложений разреза у с. Норашен (анализы З. В. Алешинской): 1—дресва; 2—песок; 3—суглинок; 4—глина; 5—обломки лав; 6—почва современная; 7—почва погребенная; 8—раковины моллюсков; 9—костные остатки животных; 10—керамика; 11—остатки растений; 12—пыльца древесных и кустарничковых пород; 13—пыльца травянистых и кустарничковых растений; 14—споры.

лиственных пород представлена главным образом пылью *Quercus* (22%), присутствует пыльца *Ostrya*—2%, *Carpinus*—4%, *Celtis*—2%, *Tilia*—2%, *Corylus*—4%. В группе травянистых растений господствует вначале пыльца *Artemisia*—47%, затем *Chenopodiaceae*—80%. Отмечена пыльца *Gramineae*—5%. Более разнообразным составом представлена пыльца разнотравья: *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae*, *Plumbaginaceae*, *Compositae*.

Зона 3 (2,95—2,25 м). Спорово-пыльцевые спектры характеризуются абсолютным господством среди пылицы древесных пород пылицы *Pinus* до 100%, а в группе трав-пыльцы *Chenopodiaceae* до 73%, *Artemisia* до 18% и разнотравья, в основном за счет пылицы *Compositae* до 41%. В небольших количествах встречается пыльца *Ephedra* 6%.

Зона 2 (2,25—1,50 м). В спорово-пыльцевых спектрах этой зоны продолжает доминировать в группе древесных пылица *Pinus* до 100%. Однако здесь уже отмечается присутствие таких древесных пород, как *Ostrya*—2%, *Carpinus*—2%, *Quercus*—6%, *Celtis*—2%. Пыльца кустарников представлена пылью *Salix*—2%. Среди пылицы трав и кустарничков преобладает пыльца *Gramineae* до 30%, уменьшается количество пылицы *Chenopodiaceae* до 57% и *Artemisia* до 12%; увеличивается разнообразие пылицы разнотравья: *Sparganium*—10%, *Polygonaceae*—8%, *Caryophyllaceae*—8%, *Ranunculaceae*—2%, *Umbelliferae*—2%, *Plumbaginaceae*—4%, *Dipsacaceae*—3%

Зона 1 (1,50—0,50 м). Спорово-пыльцевые спектры этого интервала имеют максимальное содержание пылицы деревьев и кустарничков (до 66%.) Количество пылицы *Pinus* уменьшается до 36—70%, появляется пыльца *Picea*—до 7%, *Betula*—3%, *Alnus*—2%, резко возрастает разнообразие и количество пылицы широколиственных пород. Максимум достигает содержание *Quercus*—36%, *Carpinus*—19%. Отмечена пыльца всех встречающихся по разрезу широколиственных древесных пород и кустарников. Среди трав преобладает пыльца *Gramineae* до 30%, *Chenopodiaceae* до 40%, *Artemisia* до 40%, присутствует *Cyperaceae*—6%. Наибольшего разнообразия достигает состав пылицы разнотравья, где наряду с пылью травянистых растений, отмеченных в предыдущей зоне, появляется пыльца трав сем. *Cruciferae*.

Имеющиеся данные позволяют считать, что за последние пять тысяч лет на побережье озера Севан постоянно жили люди. На примере Норашенского поселения рассмотрим древнюю культуру севанцев и ее развитие в зависимости от изменений климата в эпоху ранней и поздней бронзы.

Ранняя бронза, т. е. культура III тысячелетия до н. э., в норашенском разрезе выражена тремя строительными слоями (рис. 1), мощность которых около 1,45 м.

Нижний строительный слой имеет темно-серую окраску, местами черную. Содержит прослойки золы. В верхней части озерных осадков, на глубине 2,95 м смонтирован пол из галечников вулканического происхождения, который сверху обмазан глиной. В слое обнаружено большое количество костей мелкого и крупного рогатого скота, кости собаки и лошади, рептилий, амфибий, рыб, редко встречаются кости птиц, обычные каменные и костяные орудия труда, игральные круги и большое количество чернолощенной керамики. Встречаются раковины пресноводных и наземных моллюсков. Мощность слоя варьирует в пределах 35—40 см.

Над нижним слоем расположен средний слой, коричневого цвета, мощностью 25—30 см. Пол также смонтирован мелкими галечниками и сверху обмазан глиной. Богат керамикой и костями животных.

Пол верхнего слоя—глинобитный, мощностью 10—15 см. Верхний слой состоит из двух прослоев; нижний имеет темную окраску оливково-

зеленоватого оттенка, а верхний—светлую. В слое обнаружены черепки чернолощенной керамики и кости животных. Обнаружены также следы пожаров. Мощность слоя 30 см.

Эпоха поздней бронзы характеризуется здесь слоем светло-коричневого цвета с сероватым оттенком, мощностью 20—25 см, залегающим над верхним строительным слоем III тысячелетия с перерывом в осадконакоплении около 500 лет (в связи с понижением уровня оз. Севан). Небольшое количество обломков керамики, обнаруженное в слое, дает возможность этот слой предварительно датировать серединой II тысячелетия. Это обломки простых горшков-кувшиннов с изогнутым широким венчиком черного и серого цвета. Украшены они горизонтальными поясами, семячковым орнаментом (Н. № 2), рельефными шишками (Н. № 2), а плечи фрагмента большого чернолощенного сосуда украшены орнаментом, нанесенным зубчатым «шагающим» штампом (Н. № 1) (рис. 3). Аналоги этих сосудов имеются почти во всех памятниках эпохи поздней бронзы. Такие черепки и целые сосуды в Армении обнаружены в Лчашене, Камо, Артике, Мецаморе и в других памятниках.

Наконечник стрелы из кости (рис. 3), обнаруженный в вышеупомянутом слое норашенского разреза, повторяет форму обсидиановых стрел эпохи средней бронзы.



Рис. 3. Предметы из слоя эпохи поздней бронзы.

Культура III тысячелетия здесь поддается расчленению только на основании хорошо выраженных трех строительных периодов. Археологический материал невозможно столь детально классифицировать во времени. Он представлен единым комплексом, хотя имеется ряд особен-

ностей, зависящих от большей или меньшей древности слоя. Например, среди обсидиановых изделий нижнего слоя обнаружена ножевидная пластина (Н. № 29) (рис. 4, верхний ряд справа), которая по своему типу тяготеет к более ранним, энеолитическим пластинам, обнаруженным в Армении (Енгиджа, Касах II, Кхсяк-блур, Техут) (раскопки С.

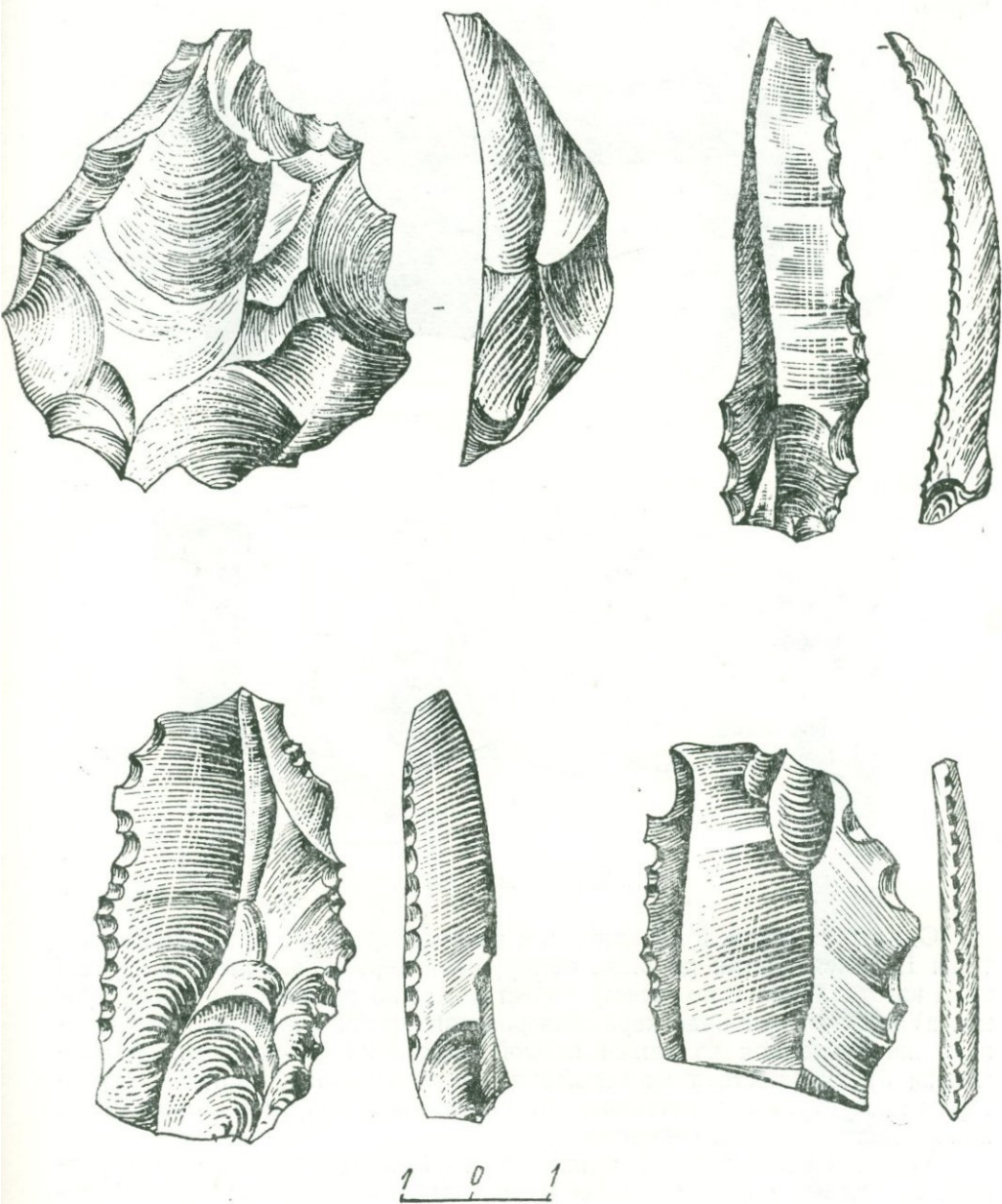


Рис. 4. Орудия труда из обсидиана.

Сардаряна, Р. Торосяна, С. Амиряна), в Азербайджане (Шому-тепе, Баба-дервиш) (раскопки И. Нариманова), в южной Грузии (Шулаверис-гора, Дангреулс-гора) (раскопки О. Джапаридзе, И. Джавахи-

швили, 1971) и в других районах Закавказья. Среди керамики того же нижнего слоя встречаются формы (простые миски, горшки, Н. № 19), уплощенные донца, которые тяготеют также к энеолитическим типам. Имеются фрагменты в керамическом тесте, в которых заметна примесь растительного материала (соломы, травы, Н. № 19, 21) (рис. 5). Обнаружены фрагменты сосудов желтовато-розового оттенка с «пищущим» черепком (Н. № 19) и т. д.

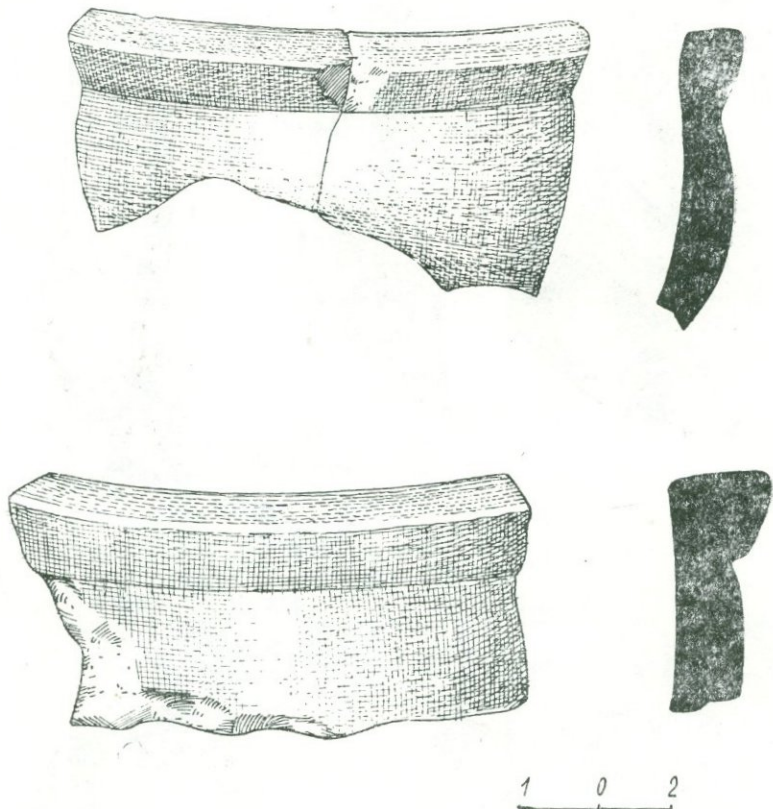


Рис. 5. Обломки горшков.

Однако, в целом, в норащенском разрезе, среди материальной культуры III тысячелетия до н. э., обнаружена керамика, которую по технике изготовления и по своему качеству можно разделить на две группы: а) простая кухонная керамика розового цвета с желтоватым оттенком, изготовленная из глины плохой обработки с органической примесью; б) художественная керамика—чернолощенная, иногда с характерным серебристым оттенком, отличающаяся искусной обработкой поверхности и тонким черепком.

Керамические изделия раннебронзовой эпохи норащенского разреза по форме и функциональному назначению, по имеющимся фрагментам, можно разделить на следующие основные группы: сосуды больших размеров с высокой прямой цилиндрической шейкой, глубокие горшки с резко отогнутым венчиком, кубки-кружки, чашки-миски, сковородки-жаровни, очажные подставки, миниатюрные сосуды. Все эти предметы имеют многочисленные аналоги в памятниках эпохи ранней бронзы.

Для сосудов, обнаруженных в норашенском разрезе, характерны полушаровидные ручки с широким горизонтальным отверстием (рис. 6), а также рудиментарные ручки. На керамике из Норашена встречаются орнаменты, характерные для керамики III тысячелетия до н. э., обнару-

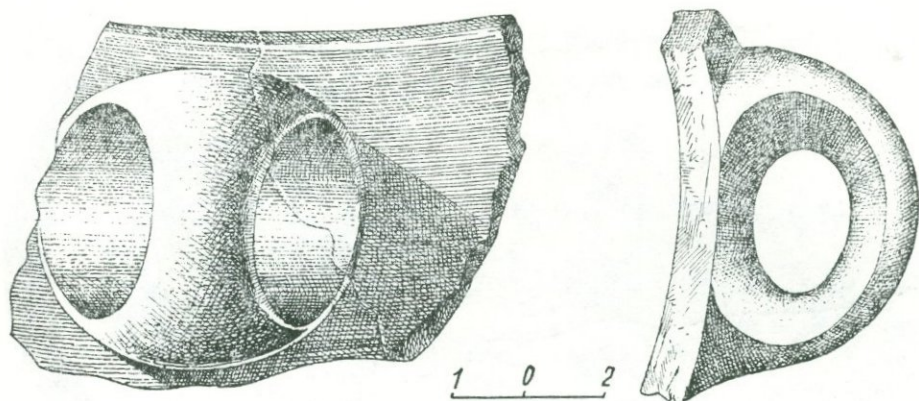


Рис. 6. Фрагмент чаши с полушаровидной ручкой

женные в различных районах Армянского нагорья. Таковы, например, рельефно-вогнутый, ямочный и линейно-точечный орнаменты (рис. 7, 8, 9).

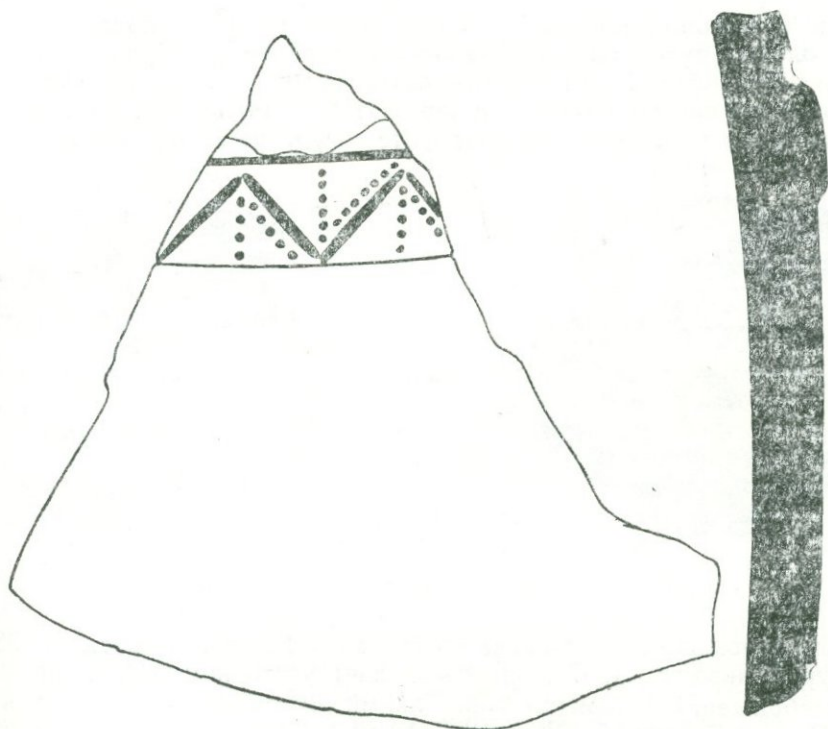


Рис. 7. Фрагмент большого сосуда с линейно-точечным орнаментом.

На фрагменте чернлощенной чаши, обнаруженной в нижнем слое норашенского разреза, частично сохранилось рельефно-вогнутое изо-

бражение птицы (рис. 8). Оно напоминает изображение птицы с треугольным туловищем, которое является самым излюбленным мотивом орнамента раннебронзовой керамики Армянского нагорья. В поселении Аревик она известна и среди геометрических фигур и в сочетании с

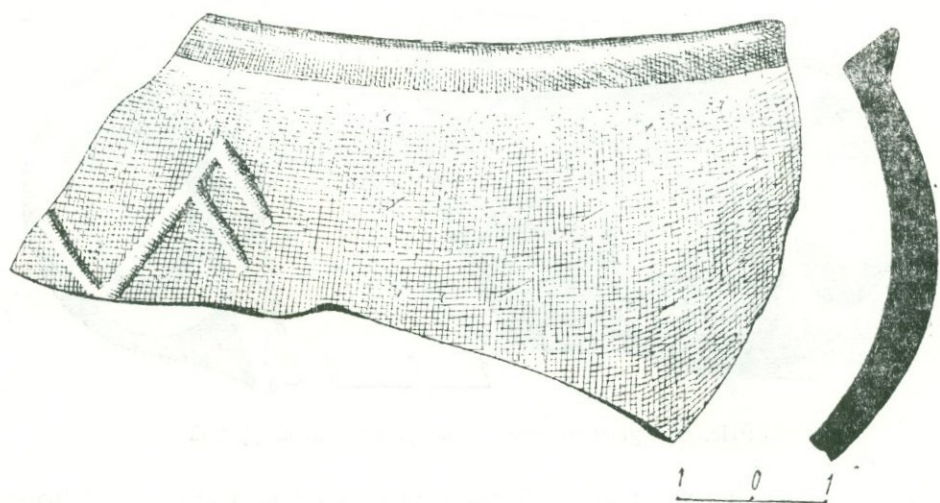


Рис. 8. Фрагмент чаши с рельефным изображением птицы.

ямками (Ханзадян, 1969₁). С особым великолепием и красотой птица с треугольным туловищем изображена на черепке из Кировакана (Ханзадян, 1969). Она украшает композиционный центр Шенгавитских карасов и расписной чаши (Сардарян, 1967). Рельефное изображение двуглавой птицы имеется на фрагменте сосуда из Гарни. Птица с треу-

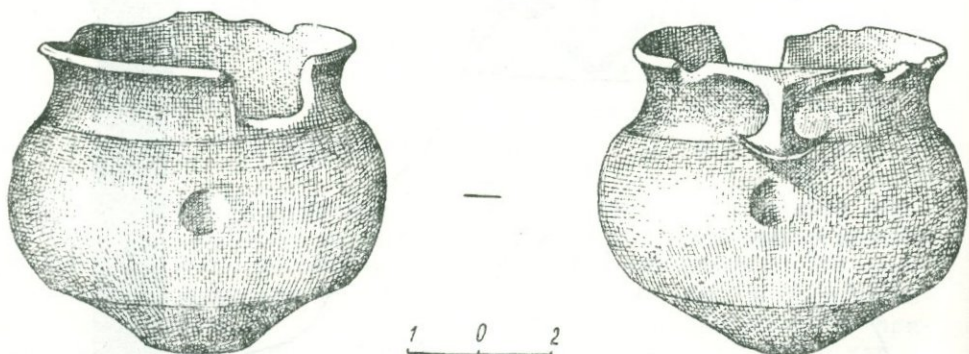


Рис. 9. Чернolощенный кубок с ямочным орнаментом.

гольным туловищем изображена на керамике Карнут (Ханзадян, 1969₁), Севблур (Ханзадян, 1967), она составляет часть композиции наскальных изображений Гегамских гор. Такими же птицами украшена керамика Озни и Кикети (Куфтин, 1943; 1949) в Грузии.

Во всех слоях III тысячелетия до н. э. норащенского разреза обнаружены кубки-кружки разных размеров. Они имеют ручки, цилинд-

дрическую шейку, раздутое туловище и маленькое вогнутое днище (Н. № 9, 15, 16, 17) (рис. 9, 10). Кубки-кружки в основном тонкостенные, чернолощенные, а многие имеют серебристый оттенок и ямочный орнамент. Маленькая ямка украшает лицевую часть и помещена под ручкой кубка из нижнего слоя разреза (Н. № 16) (рис. 9).



Рис. 10. Чернолощенные кубки-кружки.

Такие кубки в Армении обнаружены в Гарни, Эларе, Воскевазе, Аревике (Ханзадян, 1969), в Арчеше и Ване (Burney, 1958), в Малаклю (Куфтин, 1943); в Нахичеванской Кюль-тепе (Абибуллаев, 1959) и в памятнике долины р. Акстафа (Исмаилов, 1963), а также в других районах. Кубки—самая распространенная форма керамических изделий III тысячелетия до н. э. не только на Армянском нагорье, но и в Закавказье. Отдельные их разновидности дошли до Сирии и Палестины (Кирбет-Керак) (Hood, 1951). Таким образом, в эпоху ранней бронзы особсе развитие получает оригинальная керамика местного происхождения, которая, несмотря на широкий ареал распространения, характеризуется одинаковой техникой исполнения, частой повторяемостью форм сосудов и орнаментации.

Среди остальных находок норашенского разреза имеются различные предметы из камня, кости и глины. В нижнем строительном горизонте найдены фрагмент зернотерки и ступка из андезито-базальта (рис. 11), аналоги которых в обилии обнаружены во многих памятниках III тысячелетия до н. э. Армянское нагорье является одним из древнейших очагов земледельческой культуры. О развитии земледелия в эпоху ранней бронзы свидетельствуют остатки зерен различных культурных злаков, а также спорово-пыльцевые спектры (зона 2) с преобладанием пыльцы Gramineae, кроме того многочисленные орудия труда, которые служили для обработки земли, сбора урожая, обработки сельскохозяйственных продуктов и т. д. Изучение разнообразного материала (в том числе и остеологического) показывает, что в III тыс. до н. э. основным занятием населения было земледелие и скотоводство с подсобной охотой и рыболовством.

Серия обсидиановых предметов—ножевидные пластинки (рис. 4), костяные шилья-проколки (рис. 12), головки веретена (рис. 11)—сви-

детельствуют о развитии кожевенного дела, прядения и ткачества в древнем Норашене. Кроме посуды из глины здесь обнаружен глиняный предмет цилиндрической формы, напоминающий печать (Н. № 25) (рис. 11). О существовании детских игр свидетельствуют глиняные игральные круги и бабка, у которой обработаны две боковые поверхно-

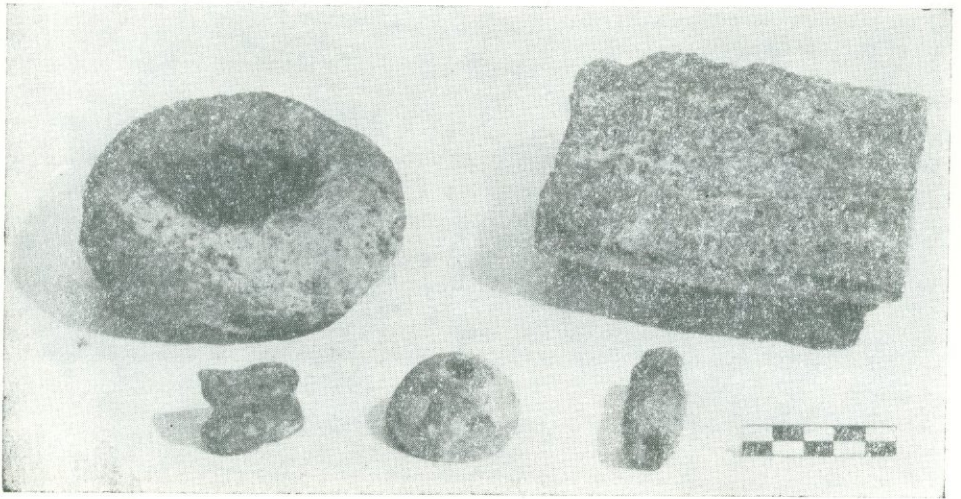


Рис. 11. Предметы из камня, глины и кости.

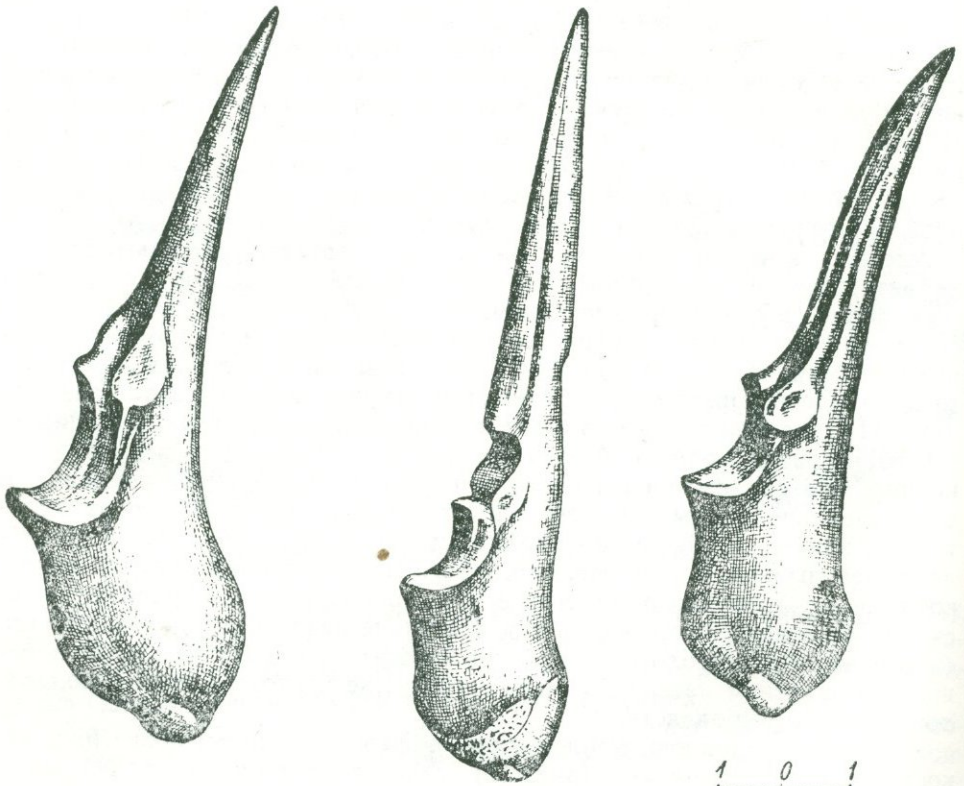


Рис. 12. Костяные шпильки.

сти. У левой боковой стороны выражены только края, а у правой—вся поверхность. Она от частого употребления изношена (рис. 11).

Таким образом, в норашенском разрезе отражена история развития растительного покрова бассейна озера Севан и развитие культур доисторического человека. Наглядную картину изменения природных условий данной области в историческое время дает изучение разреза на левом берегу р. Дзкнагет, впадающей в озеро Севан, в 0,5 км от ее устья, где он имеет (снизу вверх) следующее строение:

1. Суглинок темно-серый, в верхней части с коричневыми оттенком; с прослоями (до 1 см) и линзами песка темно-серого мелкозернистого иловатого, в суглинке встречаются гнезда вивианита, раковины моллюсков и растительные остатки в виде веточек. Видимая мощность 4,50—3,60 м. Ниже—урез воды р. Дзкнагет.

2. Суглинок темно-коричневый с гнездами вивианита.

3. Песок светло-серый тонкозернистый, прослоями мелкозернистый с линзами гравия и гальки, с косой и перистой слоистостью; в отдельных прослоях встречаются растительные остатки; к середине, подошве и кровле слоя приурочены раковины моллюсков.

4. Суглинок темно-коричневый с раковинами моллюсков.

5. Песок светло-серый мелкозернистый, с очень большим количеством раковин моллюсков, с древесиной хорошей сохранности.

6. Супесь с середины слоя переходит в суглинок серовато-коричневый с зеленоватым оттенком, у подошвы слоя черный с прослоями (до 1—3 см) песка темнозернистого иловатого, в основании слоя небольшое количество раковин моллюсков.

7. Переслаивание песка и суглинка. Песок буровато-коричневый, разнозернистый, глинистый, с косой и перистой слоистостью. Суглинок серовато-коричневый, на контакте с прослоями песка ожелезненный, мощность прослоев 3—5 см. В слое встречаются обломки древесины плохой сохранности.

8. Гравийно-галечный слой, заполнитель—песок буровато-коричневый, крупнозернистый.

Для определения абсолютного возраста радиоуглеродным методом с глубины 2,10—2,00 м были отобраны древесина и раковины различных моллюсков: *Planorbis planorbis* (L.), *Limnea auricularia* (L.) и *L. glutinosa* (L.), *L. stagnalis* (L.) Возраст древесины оказался равным 1010 ± 250 лет (МГУ—ИОАН—178), раковин— 940 ± 220 лет (МГУ—55). Таким образом, отложения средней части разреза образовались тысячу лет назад, т. е. в X—XI вв. н. э. Исходя из этих данных, средняя скорость седиментации может быть оценена в 2 м за 1000 лет. Следовательно, толща разреза Дзкнагет I накопилась примерно за 2000 лет.

В результате диатомового анализа в отложениях разреза было обнаружено 133 пресноводных и пресноводно-солонатоводных диатомей, относящихся к 95 видам и 32 родам. Видовой состав и количество диатомовых водорослей в осадках не остается постоянным. Снизу вверх четко выделяется четыре интервала, характеризующихся различными диатомовыми комплексами (рис. 13).

Так, в суглинках слоя I (4,50—3,60 м) содержится довольно богатая флора диатомей, насчитывающая в отдельных образцах от 13 до 42 форм.

На долю планктонных диатомовых приходится 2—25%, причем максимальное содержание их наблюдается в основании слоя. Господствующим видом является *Stephanodiscus astraea* („нередко“). С количественной оценкой „редко“ встречается *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*. „Единично“ присутствуют *Cyclotella kuetzingiana* var. *radiosa*, *C. ocellata*, *Stephanodiscus astraea* var. *minutulus*. В бентической

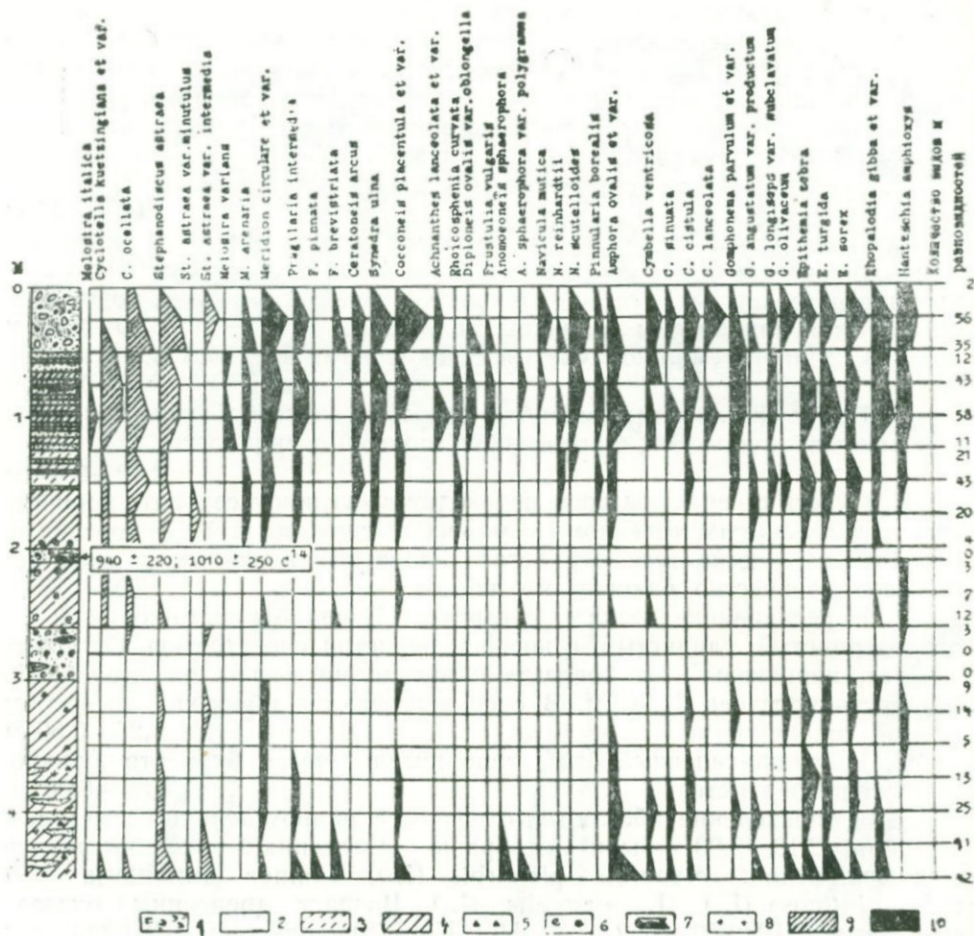


Рис. 13. Диатомовая диаграмма разреза Дзжугей I (анализы З. В. Алешинской): 1—галька, гравий; 2—песок; 3—супесь; 4—суглинок; 5—вивинанит; 6—раковины моллюсков; 7—древесина; 8—остатки травянистых растений; 9—планктонные диатомеи; 10—бентические диатомеи; 11—встречаемость диатомей: а) единично (1—10 экземпляров на препарат); б) редко (11—100 экз. на пр.); в) нередко (101—500 экз. на пр.); г) часто (501—1000 экз. на пр.); д) в массе (1000 экз. на пр.).

группе „в массе“ встречается *Amphora ovalis* var. *pediculus*, „нередко“ — *Amphora ovalis*, *Epithemia turgida*, „редко“, *Fragilaris intermedia*, *F. pinnata*, *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Anomoeoneis sphaerophora*, *A. sphaerophora* var. *polygramma*, *Gomphonema angustatum* var. *productum*, *G. olivaceum*, *Epithemia zebra*, *E. sorex*, *Rhopalodia gibba*.

В отличие от этого комплекса диатомовый комплекс вышележащих отложений (3,60—2,00 м) характеризуется исключительно бедным видовым и количественным составом. Диатомовые водоросли в песках вооб-

ще отсутствуют. В суглинках количество видов и разновидностей в образцах не более 3—14 форм. Все они имеют только самую низкую оценку встречаемости—«единично». Доля участия планктонных диатомей в среднем не превышает 4%. В суглинках 2 слоя это *Stephanodiscas astraea* в суглинках 4 слоя к ней присоединяются сначала *Stephanodiscas astraea* var. *intermedia* и *Cyclotella ocellata*, затем *C. kuetzingiana*. Основу бентической группы составляют *Meridion circulare*, *M. circulare* var. *constrictum*, *Cocconeis placentula* et var., *Amphora ovalis* et var., *Epithemia turgida*, *Rhopalodia gibba*, *Hantzschia amphioxys*.

Самую богатую, как в видовом, так и в количественном отношении, флору диатомей содержат отложения 6 и 7 слоев (2,00—0,50 м). В образцах здесь насчитывается от 11 до 58 форм. Большой процент (9—48%) составляют планктонные диатомовые водоросли. Среди них с оценкой „нередко“ встречаются: *Cyclotella kuetzingiana*, *C. ocellata*, *Stephanodiscus astraea*, „единично“ *Melosira italica*, *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia*, *Asterionella formosa*.

Из бентических диатомей преобладают, имея количественные оценки встречаемости „нередко“:—*Epithemia turgida*, „редко“: *Meridion circulare*, *Fragilaria intermedia*, *Synedra ulna*, *Cocconeis placentula*, *Navicula scutelloides*, *Amphora ovalis* var. *pediculus*, *Gomphonema parvulum*, *Epithemia zebra*, *E. sorex*, *Rhopalodia gibba*, *Rh. gibba* var. *ventricosa*, *Hantzschia amphioxys*.

В гравийно-галечниковых отложениях (0,50—0,00 м) также обнаружено большое количество диатомовых водорослей, за исключением самого верхнего поверхностного образца, где отмечено только два вида. В двух нижних образцах содержится от 35 до 56 форм. Роль планктонных диатомей снизу вверх по слою падает от 70% до 10%. Доминантами в планктонной группе являются *Stephanodiscus astraea* и *Cyclotella ocellata*, которые имеют наибольшую количественную оценку „часто“. *Cyclotella kuetzingiana* и *Stephanodiscus astraea* var. *intermedia* встречаются „редко“. Среди бентических диатомовых преобладают, встречаясь с количественной оценкой „нередко“: *Meridion circulare*, *Synedra ulna*, *Cocconeis placentula*, *Navicula scutelloides*, *Epithemia sorex*, *Hantzschia amphioxys*, „редко“: *Fragilaria intermedia*, *Navicula mutica*, *Cymbella ventricosa*, *C. lanceolata*, *Gomphonema olivaceum*, *Epithemia zebra*, *E. turgida*.

В поверхностном образце господствует *Hantzschia amphioxys*—один из типичных представителей эдафической (почвенной) флоры.

Видовой состав планктонных диатомовых водорослей отложений разреза Дзкнагет I близок к видовому составу современного диатомового планктона озера Севан. Однако доля участия отдельных видов в послеледниковых осадках далеко не соответствует той роли, какую они играют в современном планктоне. Это прежде всего относится к *Asterionella formosa*, которая встречена «единично» только в двух образцах. В то время как сейчас она в планктоне Севана занимает первое место (Стройкина, 1952). Объясняется это механическим разрушением и растворением ее нежных створок в толще воды и особенно в придонных слоях (Иванов, 1901; Порецкий и Шешукова, 1953; Саркисян, 1962).

Бентические диатомовые, обнаруженные в разрезе в большом количестве, характерны для грунтов и обрастаний литоральной зоны эвтрофных водоемов. Обилие среди обрастаний эпифитов говорит о богатой водной растительности на дне. На это же указывает и фауна моллюсков.

Различный видовой состав, количественное распределение диатомей, соотношение планктонных и бентических форм в диатомовых ком-

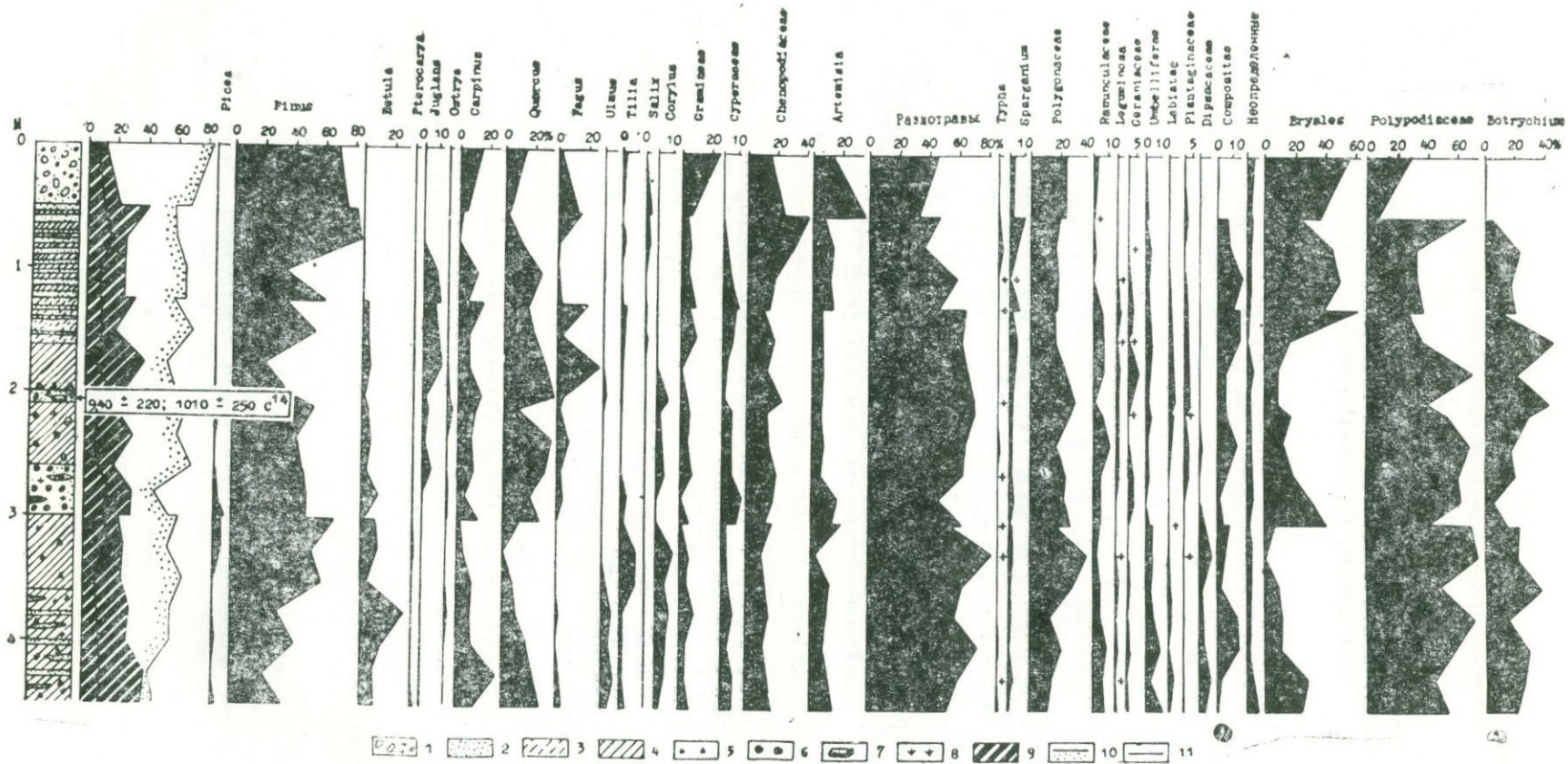


Рис. 14. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Дэкнагет I (анализы Е. Н. Рябовой): 1—8—см. рис. 13, 9—11—см. рис. 2, 12—14.

плексах разреза Дзкнагет I свидетельствуют о том, что отложения слоя I (4,50—3,60 м), слоев 6—8 (2,00—0,00 м) формировались при высоком уровне воды в оз. Севан. Напротив, осадки, залегающие между ними (слои 2—5, 3,60—2,00 м) образовались при более низком его уровне.

Спорово-пыльцевые спектры отложений разреза Дзкнагет I характеризуются господством по всему разрезу пыльцы травянистых и кустарничковых растений (47—82%) (рис. 14). Среди трав преобладает пыльца *Chenopodiaceae* (до 41%), *Artemisia* (до 31%), *Gramineae* (до 25%), разнотравье (до 82%) разнообразно по составу. Содержание пыльцы древесных и кустарниковых пород колеблется от 12% до 42%. Доминирует пыльца *Pinus* (до 84%), из широколиственных *Quercus* (до 34%), *Carpinus* (до 29%), *Fagus* (до 28%), встречается также пыльца *Picea*, *Betula*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Ostrya*, *Ulmus*, *Tilia*, *Salix*, *Corylus*, единичными пыльцевыми зернами представлена *Ulmus*.

Данные спорово-пыльцевого анализа позволяют выделить по разрезу снизу вверх четыре зоны, отличающиеся спорово-пыльцевыми спектрами. Они соответствуют четырем, выделенным выше, диатомовым комплексам.

Зона 4 (4,50—3,60 м). В общем составе пыльцы и спор наблюдается максимальное для всего разреза содержание пыльцы древесных и кустарничковых пород. Здесь отмечается относительно небольшое содержание пыльцы *Pinus* (до 40%) и максимальное содержание пыльцы *Betula* (до 29%), *Carpinus* (до 27%). Среди широколиственных также много пыльцы *Quercus* (до 25%), встречается пыльца *Pterocarya*, *Fagus*, *Ulmus*, *Tilia* из кустарников *Corylus*. В группе травянистых отмечается большое содержание пыльцы разнотравья.

Зона 3 (3,60—2,00 м). Для этой зоны характерно некоторое уменьшение содержания пыльцы древесных и кустарниковых пород и увеличение содержания пыльцы травянистых и кустарничковых растений. Среди древесных доминирует пыльца *Pinus* (до 69%). Среди широколиственных преобладает пыльца *Quercus* (до 32%); отмечается рост содержания его пыльцы вверх по толще. Встречается также пыльца *Picea*, *Betula*, *Juglans*, *Carpinus*, *Fagus*, *Tilia* и в небольших количествах пыльца *Pterocarya*, *Ostrya*. Увеличение пыльцы травянистых и кустарниковых растений происходит за счет разнотравья, среди которого преобладает пыльца *Polygonaceae*.

Зона 2 (2,00—0,50 м). Эта зона отличается максимальным во всем разрезе содержанием пыльцы широколиственных пород, среди которых преобладает пыльца *Quercus* (до 34%), *Fagus* (до 28%). Характерно увеличение содержания пыльцы *Juglans*. Относительно велико количество пыльцы *Carpinus* (до 16%). Присутствует также пыльца *Ostrya*, *Ulmus*, *Tilia*, *Betula*. Кустарники представлены пылью *Salix*, *Corylus*. Содержание пыльцы *Pinus* падает. В группе травянистых преобладает пыльца разнотравья. Значительно также содержание пыльцы *Gramineae*, *Superaceae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*.

Зона 1 (0,50—0,00 м). В этой зоне наблюдается максимальное для всего разреза содержание пыльцы *Pinus* (до 84%). Среди широколиственных преобладает пыльца *Carpinus* (до 34%), *Quercus* (до 14%), *Fagus* (до 13%); встречается также пыльца *Tilia*, из кустарников—пыльца *Salix*. В группе травянистых и кустарничковых растений отмечается относительное уменьшение содержания пыльцы разнотравья и увеличение пыльцы *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*.

Суммируя все вышесказанное, можно сделать следующие выводы.

Наиболее характерной особенностью строения послеледниковых отложений и одной из основных закономерностей в развитии природы бассейна оз. Севан в голоцене является ритмичность.

Одна из последних трансгрессий озера Севан завершилась около 6300 лет назад. С началом регрессии наступила эпоха уменьшения влажности климата области, о чем свидетельствуют в норашенском разрезе спорово-пыльцевые спектры (зона 3) нижней части культурных слоев III тысячелетия (рис. 2). Судя по хорошо выраженным трем строительным слоям III тысячелетия того же разреза и богатой материальной культуре, люди здесь жили довольно долго. Береговая линия озера находилась ниже уровня кровли фиксированных в разрезе нижних трансгрессивных осадков, но, очевидно, не так далеко от поселения. Постепенный спад уровня вод в течение III тысячелетия удалил человека от источника воды и вынудил его перемещаться ближе к береговой линии озера. Вероятно, после закладки верхнего строительного слоя III тысячелетия береговая линия Севана была настолько удалена, что древние норашенцы оставили свое поселение и перешли на новое место, ближе к воде. Поселение опустело, наступил перерыв, длившийся около 500 лет. Спорово-пыльцевые спектры верхней части культурных слоев III тысячелетия (зона 2) свидетельствуют об увеличении влажности области и, следовательно, подъеме уровня вод озера. Естественно, люди должны были покинуть свои поселения и передвинуться выше, а скорее всего перейти на обжитые места. В Норашенское поселение они перешли в середине II тысячелетия, но, по-видимому, здесь жили недолго. Климатические условия менялись в сторону увлажнения и уровень воды озера поднимался.

Радиоуглеродная датировка раковин моллюсков из подошвы верхних трансгрессивных осадков норашенского разреза показывает, что резкое увлажнение области (зона 1) и подъем уровня Севана произошли с середины II тысячелетия до н. э., что явилось причиной полного захоронения Норашенского поселения.

На основании диатомового анализа отложений разреза Дзкнагет I и абсолютных датировок можно говорить о двукратном подъеме уровня озера Севан за последние 2000 лет: во II тысячелетии н. э. и в конце I тысячелетия до н. э. Вторая из этих трансгрессий зафиксирована также в разрезах Лчашен I и Норашен, где ее возраст, определенный радиоуглеродным методом по раковинам моллюсков, соответственно равен 2040 ± 120 и 2090 ± 70 лет. Эти две трансгрессивные фазы были разделены регрессией, которую можно датировать примерно V—VI вв. н. э. Накопление отложений средней части разреза Дзкнагет I, имеющих по C^{14} абсолютный возраст X—XI вв., приходится на конец регрессии—начало второй трансгрессии.

Таким образом, на протяжении пяти тыс. лет в Севанской котловине господствовали открытые ландшафты. Изменения в количественном и качественном составе пыльцы древесных и кустарниковых пород являются отражением большей или меньшей облесенности гор, окружающих котловину оз. Севан. В эпохи трансгрессивных фаз, отмеченных выше, леса занимали большие площади. Облесенность бассейна оз. Севан уменьшилась в эпохи регрессивных фаз, при этом значительно снижалась в лесах роль и разнообразие широколиственных пород.

Трансгрессии и регрессии оз. Севан, изменения в растительном покрове теснейшим образом связаны с климатическими колебаниями. Они хорошо укладываются в 1850-летние климатические ритмы (Шнитников, 1970). Эпохи трансгрессий оз. Севан и большей облесенности его бассейна совпадают с прохладно-влажными климатическими фаза-

ми второй половины атлантического (AT2), суббореального-субатлантического (SB2—SA1) и второй половины субатлантического (SA2) времени. Последние две фазы очень хорошо сопоставляются с увеличением ледников на Большом Кавказе в стадии эгессен и фернау, разделенными (по Г. К. Тушинскому, 1964) так называемым архызским перерывом в оледенении.

Климатические изменения приводили не только к колебаниям уровня озера Севан, но и влияли на развитие культур. Многие поселения, находившиеся в прибрежной зоне озера, в эпохи трансгрессий погружались под воды и захоронялись осадками или же в эпохи регрессий освобождались из-под воды. В отдельные периоды изменения климатических условий по-разному отражались на изменении культур.

ЛИТЕРАТУРА

- Аббуллаев О. А.* Археологические раскопки в Кюльтепе (на азерб. языке). Баку, 1959.
- Джапаридзе О. М., Джавахишвили А. И.* Культура древнейшего земледельческого поселения на территории Грузии. Тбилиси, 1971.
- Иванов Л. А.* Наблюдения над водной растительностью озерной области. Труды Пресноводной биол. ст. СПб., обществ. I, 1901.
- Исмаилов Г.* Из истории древнейшей культуры Западного Азербайджана. Автореферат диссертации, Тбилиси, 1963.
- Куфтин Б. А.* Урартский «колумбарий» у подошвы Арарата и Куро-Аракский энеолит. Вестник Гос. музея Грузии, т. XIII. Тбилиси, 1944.
- Куфтин Б. А.* Археологическая маршрутная экспедиция 1945 года в Юго-Осетию и Имеретию. Тбилиси, 1949.
- Порецкий В. С., Шешукова В. С.* Диатомовые Телецкого озера и связанных с ним рек. Диатомовый сборник. Изд. ЛГУ, Л., 1953.
- Сардарян С. А.* Первобытное общество в Армении (на арм. языке). Ереван, 1967.
- Саркисян С. Г.* Петрографо-минералогические исследования бассейна озера Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
- Саядян Ю. В., Алешинская Э. В.* Первая радиоуглеродная датировка и условия захоронения лчашенских археологических памятников. ДАН Арм. ССР, т. IV, № 1, 1972.
- Стройкина В. Г.* Фитопланктон пелагеали озера Севан. Труды Севанской гидробиологической станции, т. XIII, 1952.
- Тушинский Г. К.* Архызский перерыв в оледенении и лавинной деятельности на Кавказе в первом тысячелетии нашей эры. Информ. сб. о работе по МГГ, № 10, 1964.
- Ханзадян Э. В.* Культура Армянского нагорья в III тысячелетии до н. э. Ереван, 1967.
- Ханзадян Э. В.* Гарни IV, результаты раскопок 1949—1966 гг. Ереван, 1969.
- Ханзадян Э. В.* Раннебронзовое поселение близ с. Аревик. «Советская археология», № 4, 1969₁.
- Шнитников А. В.* Материковые и океанические климатические трансгрессии в бассейне Балтики. В сб.: «Периодизация и геохронология плейстоцена». Л., 1970.
- C. Burney.* Eastern Anatolia in the Chalcolitic and Early Bronze Age. *Anatolian Studies*, vol. VIII, pp. 181, 183, fig. 36, 37, 77, 78, 81, 85, 86, 1958.
- S. Hood.* Excavations at Tabara el-Akrad, AS., vol. I, tabl. XII, fig. 1, 1951.

К. И. КАРАПЕТЯН

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ПЕЩЕР УЩЕЛЬЯ РЕКИ РАЗДАН (АРМЯНСКАЯ ССР)

Территория Армянской ССР очень богата памятниками каменного века, преобладающая часть которых выражена в местонахождениях открытого типа. В свое время бытовало мнение, что в этой области, из-за слабого развития карстовых явлений, не могло быть естественных убежищ, а следовательно нет и не может быть памятников пещерного типа. Однако исследованиями последних лет выявлен ряд пещерных поселений; вслед за открытием Г. А. Азизяном в 1966 г. стоянки Ереван I были обнаружены и многие другие аналогичные местонахожде-

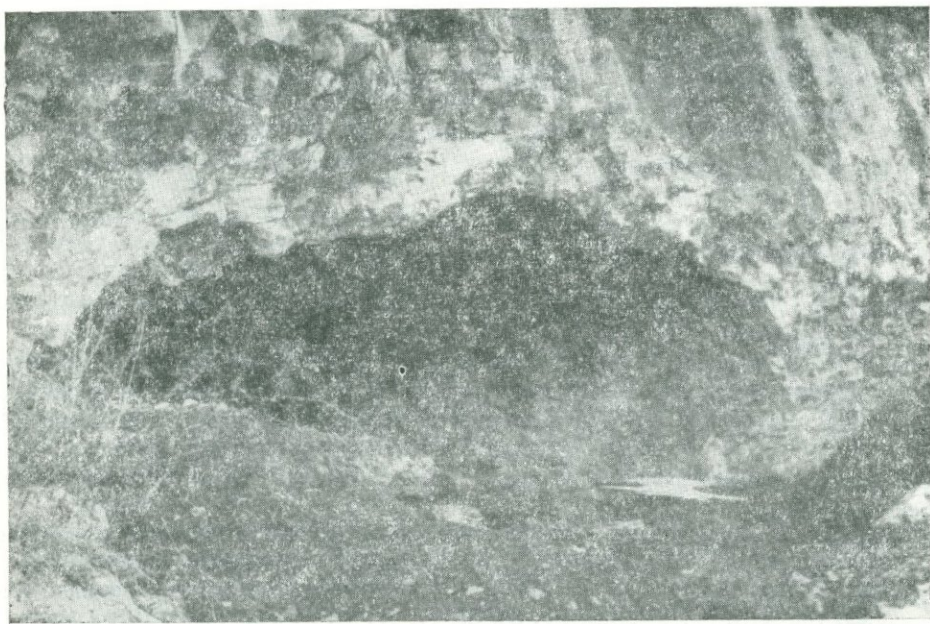


Рис. 1. Типичная пещера лавово-контактного типа, занятая мустьерской стоянкой (Ереван 1).

ния, основная часть которых изучается археологом Б. Г. Ерицяном и, в качестве геолога, автором настоящей статьи.

Все эти пещеры, действительно, не имеют никакого отношения к

карбонатным породам и залегают в плиоценовых и четвертичных вулканитах. Пещеры, которые мы относим к типу «лавово-контактных», сходны по условиям залегания и морфологии; находятся они в основаниях лавовых потоков и чаще всего выражены небольшими, уплощенными полостями с невысокими, полого опускающимися к краям, потолками (фиг. 1). Такого рода пещеры широко развиты в вулканических районах Армянской ССР и количество их никак не менее 1,5 тысячи.

Главная масса обнаруженных, обитаемых в палеолите (в основном в мустьерское время) пещер тяготеет к ущелью р. Раздан. Здесь лавово-контактных пещер свыше сотни, причем следует особо подчеркнуть, что абсолютное большинство из них, в том числе и все заселенные в палеолите (Ереван I, Ереван II, Лусакерт, местонахождения района с. Зовуни и др.), приурочены к основанию потока столбчатых андезито-базальтов среднечетвертичного, доашельского возраста. В этом смысле поток столбчатых андезито-базальтов является перспективным и вполне возможно, что здесь нас ожидают еще открытия новых палеолитических местонахождений пещерного типа.

Все сказанное позволяет надеяться, что предлагаемое сообщение, посвященное образованию такого типа пещер, может представить интерес. Статья построена на данных специального изучения потока столбчатых андезито-базальтов, удивительная «пещерная продуктивность» которого находит свое объяснение в механизме движения и условиях остывания лав.

ЗАЛЕГАНИЕ, МОРФОЛОГИЯ И СТРОЕНИЕ ПОТОКА СТОЛБЧАТЫХ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТОВ

Поток столбчатых андезито-базальтов, в основной своей части, протягивается вдоль ущелья р. Раздан примерно на 42—45 км от района с. Арзакан до юго-западной окраины гор. Еревана. Центр излияния потока, расположенный на западном склоне Гегамского нагорья, или его водоразделе, обнаружить не удалось; вероятнее всего он погребен более поздними, голоценовыми лавами, которые залили также и верховья самого потока.

Со склона нагорья к р. Раздан поток столбчатых андезито-базальтов спускается двумя рукавами, в общем, огибающими массив г. Гутансар. Первый рукав, длиною до 7,5 км, протягиваясь севернее г. Гутансар и с. Алапарс, достигает реки у с. Арзакан. Второй, более протяженный (свыше 18 км), выходя из-под молодых лав к северу от г. Атис, проходит мимо сел. Капутан и Елгован в юго-западном направлении, а затем у гор. Абовян, упираясь в Гямрез-Гетамечскую систему поднятий, принимает северо-запад-западное направление, «стекая» к р. Раздан у с. Гетамеч. В последнем пункте оба рукава встречаются, стыкуются. Длина этого чрезвычайно интересного потока, таким образом, превышает 65 км.

В ущелье р. Раздан поток андезито-базальтов выражен узкой лентой, занимающей обычно один из берегов и нередко, вследствие размыва, прерывающийся на отдельные фрагменты; ширина потока здесь редко превышает 1,5—2,0 км. Поток, в большей части своего протяжения, имеет совершенно ровную, плоскую, едва наклонную по течению, поверхность. Эта поверхность, упирающаяся очень часто в породы, слагающие берега древнего ущелья, образует своеобразную ступень. Именно эту поверхность, первичную поверхность лавового потока, нередко ошибочно принимают за одну из террас р. Раздан.

За пределами ущелья, в рукавах, андезито-базальты также превосходно приравниваются к неровностям древнего рельефа, образуя «горла» шириною всего в несколько м (у с. Қапутан) и разливы, достигающие в поперечнике 3 и более км. Андезито-базальты рукавов, стекающие по склону нагорья и, в общем, в сторону реки, уже не имеют плоских, выравненных поверхностей; по «пути следования» оба рукава дают второстепенные языковые ответвления.

Мощность потока столбчатых андезито-базальтов, обычно чутко реагирующая на поверхность древнего рельефа, колеблется в пределах от 1,0 до 30—35 м. Наибольшие мощности, как будто, типичны для второго рукава; исключения здесь обычны, но имеют частный характер. Резкое увеличение мощностей, например, наблюдается в узких участках ущелья, в поперечных ему долинах и т. д. Как правило, поток андезито-базальтов выражен единым лавовым телом; только местами в ущелье р. Раздан бывает видно, что он слагается из налегающих друг на друга двух, а то и трех потоков-языков.

Столбчатые андезито-базальты в ущелье р. Раздан располагаются на различных высотах над тальвегом. У начала «втекания» потока в ущелье, западнее с. Алапарс, высота его поверхности составляет 20 м; ниже по течению на протяжении 21—22 км этот параметр постепенно возрастает, достигая максимума в 2 км юго-западнее с. Птгни (140 м) и вновь понижаясь в конечной части, составляя 25—30 м. Такое необычное «выпучивание» четвертичных лав объясняется ростом широкой и пологой поперечной складки в районе с. Птгни.

Поток андезито-базальтов перекрывает и прислоняется к различного возраста породам, среди которых преобладают плиоценовые вулканы. Андезито-базальты налегают на аллювий древней, плохо сохранившейся террасы: терраса в значительной мере размыта и деформирована тектонически. Частичной своей сохранностью она обязана налеганием потока андезито-базальтов, его консервирующей ролью. Фрагменты террасы фактически фиксируют дно ущелья, на которое и изливались андезито-базальты. Террасовый аллювий, чаще всего выраженный галькой, в своей мощности редко превышает 2,5—3,0 м.

Как и любой лавовый поток, поток столбчатых андезито-базальтов в вертикальном разрезе имеет зональное строение. Зональность выражается в распределении пор и газовых каверн, степени кристалличности пород и в отдельности остывания.

Основание потока образовано четкой, хорошо проявленной зоной, толщина которой обыкновенно не превышает нескольких см. В этой части лава владеет признаками комковатой дезинтеграции, шлаковидна и отличается пористостью, нередкой окисленностью до буроватых цветов и относительно плохой, гиалопилитовой кристалличностью. Очень часто в основании потока бывают впаяны куски тех же, но уже плотных, андезито-базальтов, обломки и галька нижележащих пород. В отдельных местах мощность основания возрастает и стекловатые, шлаковидно-комковатые, пористые лавы вторгаются вверх, в срединную часть потока.

Морфологически такие участки (или карманы) бывают двух типов: линзовидные и клиноподобные (рис. 2).

1. Линзовидные карманы уплощены по простиранию потока (обычно 1:3—1:5) и только иногда в протяжении превышают 12—15 м. Выполнены они уже комковато-дезинтегрированной, окисленной, пористой и стекловатой лавой, во многом сходной с лавой обычного основания потока. Комья лавы, имеющие в общем округлые, близометрические очертания, как правило, находятся в плотной упаковке и местами спаяны: размеры их обычно не превышают нескольких сантиметров.

Контур линзовидных карманов иногда осложняется отходящими от стенок плотными лавовыми слоями, уплощенными языками, инъецирующими комковатый заполнитель. Чаще всего такие языки бывают параллельны своду кармана (Ереван I и др.).

2. Карманы второго типа имеют форму клиньев, суживающихся кверху; в некоторых местах (там, где толщина потока бывает небольшой) такие клинья рассекают все лавовое тело. В редких случаях

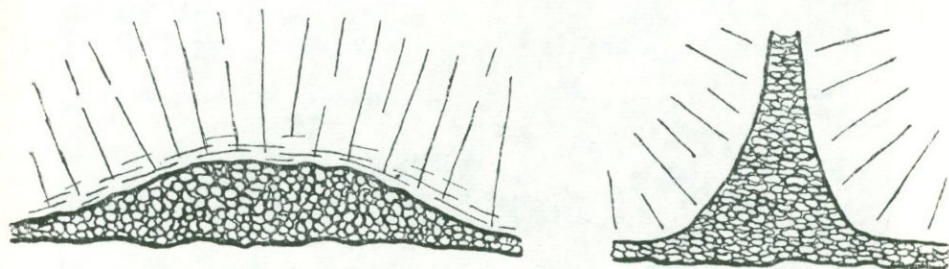


Рис. 2. Линзовидный (слева) и клиноподобный карманы комковато-шлаковидного материала в основании потока столбчатых андезито-базальтов. Сравнительные масштабы не выдержаны.

верхняя часть клина расходится, ветвисто расщепляется. Лава в этих участках в принципе мало отличается от таковой линзовидных карманов; различия выражены в морфологии и характере размещения комьев и в относительно невысокой степени пористости. Здесь комья, независимо от сложности конфигурации, обладают четко выраженной уплощенностью. Комья-лепешки располагаются параллельно основанию потока и спаяны друг с другом; краевые комья непосредственно отходят от пород стенок, создавая впечатление своеобразного расслаивания и распада лав в кармане. Комья располагаются плотно, только местами между ними остаются полые участки, в целом согласные основанию кармана. Размеры клиноподобных карманов невелики; в поперечнике они только изредка превышают 1,0—1,5 м.

Важно отметить, что в основании участков обеих типов, под потоком, мощность аллювия всегда бывает наибольшей, аномальной, а в самих отложениях значительную роль играют уже песчаные образования.

Наибольшей мощностью, развитием пользуется срединная, плотная и массивная часть потока, занимающая в отдельных случаях 9/10 всего разреза. В этой части потока основная масса имеет уже микролитовую и пидотакситовую структуры и почти полностью отсутствуют газовые каверны.

Срединная часть характерна превосходно развитой столбчатой (призматической) отдельностью, особенно совершенной в той части потока, где мощность возрастает. Высота столбов в таких местах иногда достигает нескольких метров. Гладкая поверхность столбов во многих местах нарушается поперечными широкими и пологими валиками. Столбы чаще шести- и пятигранные; меньше развиты четырех-, семи- и восьмигранные сечения. В этом измерении для них обычны размеры 30—50 см.

На отдельных участках срединная часть потока, в свою очередь, имеет зональное строение. Нижняя зона всегда характерна отлично образованной столбчатостью. Верхняя зона отличается более сложными

по рисунку тонкостолбчато-струйчатой и субстолбчатой отдельностями, иногда располагающимися ярусно (фиг. 3).

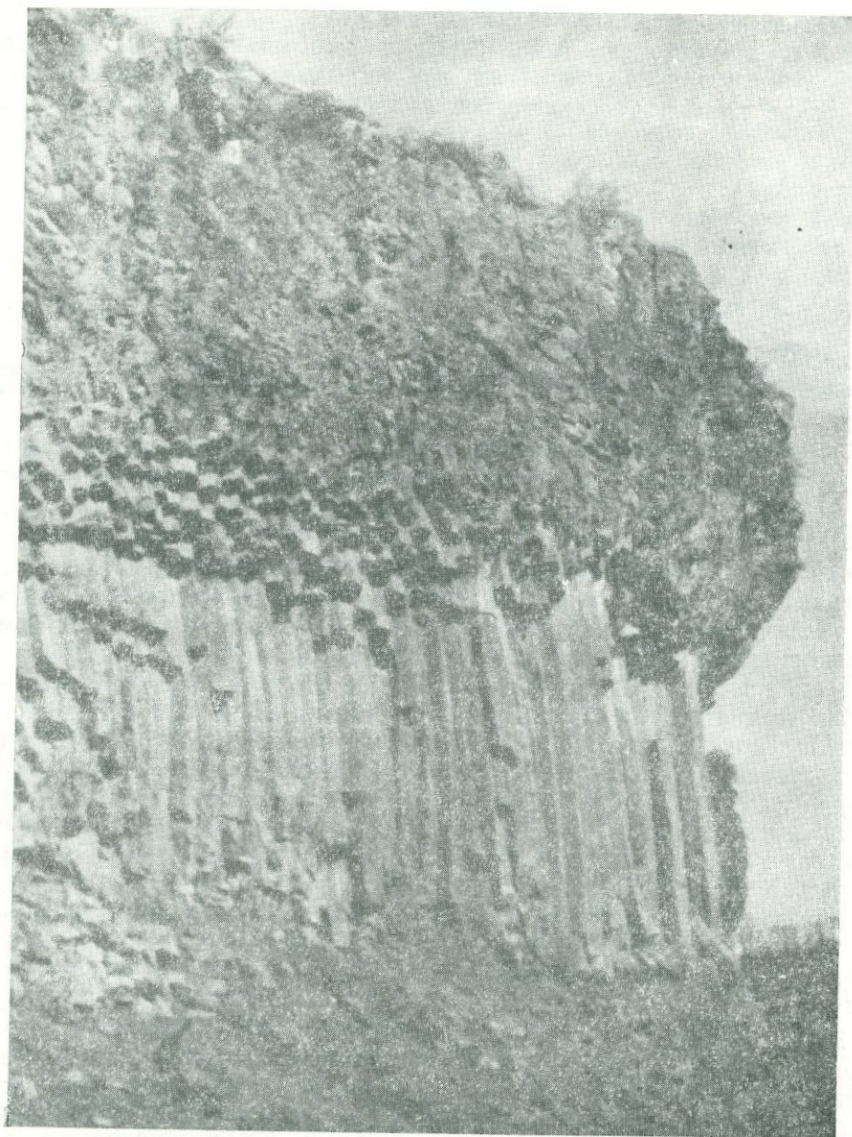


Рис. 3. Столбчатые андезито-базальты у с. Лусакерт. Хорошо видно двухъярусное строение срединной части потока.

Фото С. Г. Карапетяна.

Во всех случаях, в своем основании столбы бывают строго перпендикулярны поверхности остывания, которой обыкновенно является ложе потока. Иногда в самом основании столбы пересекаются поперечными трещинами, образующими незначительной толщины зону мелкопараллелепipedальной отдельности. Такая отдельность обычно развивается непосредственно над линзовидными полостями. Там, где клиноподобный

карман вдаётся в срединную часть потока и разветвляется, столбы, при-
способливаясь к его поверхности или следующей выше «проводниковой»
плоскости, образуют своеобразный, запоминающийся веерообразный ри-
сунок. Особенно эффектный пример такого веера дают андезито-базаль-
ты у кур. Арзни, с. Авазан и т. д. (фиг. 4).



Рис. 4. Веерообразное расположение призм в потоке столбчатых андезито-базальтов у кур. Арзни.

Фото С. Г. Карапетяна.

В тех местах, где мощность потока небольшая, столбчатая отдельность выражена хуже или едва намечается.

Срединная часть потока иногда четко, а иногда постепенно переходит в верхнюю, приповерхностную. Эта часть потока андезито-базальтов характерна блоковой отдельностью и высокой степенью пористости. Здесь типичны крупные (порою до 40—45 см) очень сложных очертаний газовые каверны, вытянутые, в общем, согласно поверхности потока. Степень кристалличности несколько ниже, чем в срединной части, но выше, чем в основании потока.

Поверхность потока задернована или интенсивно дезинтегрирована. Только в некоторых местах (у с. Алапарс, гор. Абовян и т. д.) она сохранилась в первичном виде; в этих обнажениях видно, что поверхность столбчатых андезито-базальтов имеет типично канатное строение.

СХЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ПЕЩЕР

Образование пещер, в первую очередь, стало возможным благодаря механизму движения андезито-базальтов, характеру и состоянию лавы, по которому двигалась лава.

Все изложенное об условиях залегания, морфологии и внутреннем строении потока не оставляет сомнения в том, что андезито-базальтовая лава отличалась низкой вязкостью и очень высокой подвижностью. Приспосабливаясь к малейшим неровностям рельефа и используя самые незначительные уклоны, лава проложила себе путь к ущелью р. Раздан и излившись в него, продолжала двигаться вниз по течению. К моменту излияния столбчатых андезито-базальтов ущелье уже имело почти то же направление, что и современное, было достаточно выработанным, но более широким и менее глубоким. Судя по русловым отложениям, р. Раздан в то время была несколько полноводнее.

В отличие от подавляющего большинства потоков четвертичных лав не только бассейна р. Раздан, но и всей территории Армянской ССР, движение андезито-базальтов происходило не способом «тракторной гусеницы» или «подворачивания», при котором у потоков образуются довольно мощные обломочные покрывка и постель, а носило «гавайский» или «базальтовый» характер. В этом случае перемещение лавы бывает близким к ламинарному типу, обычному для растекающихся струй воды или другой жидкости с низкой вязкостью. При таком способе движения исключается образование обломочной мантии потока и раскаленная лава вступает в непосредственный контакт с ложем.

Естественно, при излиянии андезито-базальтов в ущелье нижняя их часть относительно быстро охлаждалась и образовывалась, в общем, небольшой мощности стекловатая зона—основание потока. Процесс такого охлаждения здесь непосредственно связан с взаимодействием раскаленной лавы с водой и паровыделением. Однако надо учесть, что глубины р. Раздан, как и любой горной реки подобного рода, были неодинаковы: наряду с преобладающими «проточными» и неглубокими участками существовали и другие—депресссионные, подпрудные, приточно-русловые и т. п., где глубина реки значительно возрастала. И конечно же, при взаимодействии лавы уже с крупными скоплениями воды масштабы и результаты его были несколько иными.

Если выпаривание воды и охлаждение лавы на неглубоких участках происходило практически мгновенно, то при больших массах воды выпаривание происходило дольше и обильнее, и быстрым охлаждением захватывались более крупные и «высокие» участки—формировались карманы-линзы и карманы-клинья. Задерживаясь в этих карманах, осо-

бенно в линзовидных, пар своеобразно вспучивал и дезинтегрировал уже охлажденную, но не отвердевшую и пластичную лаву на отдельные комья. Особенно эффективным был этот процесс в случаях постоянного подтока воды в приточно-русловых условиях.

Все причины разницы в морфологии двух типов карманов и в характере их комковатого заполнителя, понятно, вряд ли могут быть выяснены. Тем не менее можно утверждать, что одной из основных причин является мощность андезито-базальтового потока в данном месте, а следовательно и разница в давлениях. При большой мощности проникновение пара вверх по потоку невозможно и, выбирая слабые пути сопротивления, он распространяется в латеральном направлении, ограничиваясь линзовидными участками. При небольшой мощности лав, пар без особого затруднения вторгается, инъецирует в поток в виде струи, клина. Не последняя роль в указанной разнице, видимо, принадлежит и количеству воды, морфологии дна и т. п.

Интересующие нас пещеры образовались за счет высвобождения шлаковидно-комковатого материала из таких карманов, чаще всего из карманов линзовидных.

Собственно, образование пещер из карманов, захороненных в низах потоков, высвобождение их, произошло позже, спустя значительное время. После заполнения нижней части ущелья андезито-базальтами р. Раздан продолжала свою эрозионную деятельность, заново переуглубляя его дно; новое, повторное врезание обычно происходило по одному из контактов потока с бортом прежнего ущелья; реже река пропиливала непосредственно сам поток. Достигнув основания потока, река вскрыла часть карманов и начала вымывать заполнявший их материал. Вследствие свободного или почти свободного залегания комьев такому вымыванию (и фактически превращению в пещеры) подверглись, в подавляющем большинстве случаев, карманы линзовидного типа. Иногда, вследствие резкого увеличения темпа врезания (обычно местного), карманы не вымывались или вымывались частично, и окончательное высвобождение многих из них производилось человеком. Есть все основания для предположения, что в некоторых случаях такие расчистки проводились еще в палеолите.

Такова принципиальная схема образования пещер в потоке столбчатых андезито-базальтов. По этой же схеме, вне сомнения, образовались и пещеры, расположенные в основаниях потоков глыбовых лав; образование обломочного ложа в этих последних, даже при условии излияния в водную среду, в значительной степени затрудняло широкое развитие процесса формирования карманов с комковатым заполнителем.

Л. И. МАРУАШВИЛИ

ИСТОРИЯ ЦУЦХВАТСКОГО МНОГОЭТАЖНОГО
КАРСТОВОГО ПЕЩЕРНОГО КОМПЛЕКСА (ГРУЗИЯ)
И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПОЗНАНИЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
КОЛХИДЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Пещеры в окрестностях села Цуцхвати, расположенного в 12 км восточнее города Кутаиси, известны по геологическим отчетам еще с XIX века*, но лишь в 1966 г. привлекли внимание ученых. Оригинальность пещер, состоящих из 15 отдельных «помещений», заключается в множественности пещерных этажей и в обилии следов бывшего использования их человеком в разные эпохи, по меньшей мере от среднего палеолита до поздне-феодального периода. В 1970 и 1971 гг. Институтом географии им. Вахушти Академии наук Грузинской ССР были проведены комплексные исследования Цуцхватской пещерной системы, в которых под руководством автора, участвовали геоморфологи Ч. П. Джанелидзе, Д. Д. Табидзе, Р. Д. Хазарадзе, Б. А. Гергедава, К. Н. Липонава, историко-географ К. П. Харадзе, геодезист Д. И. Маткава, палеозоолог К. А. Векуа, зоолог Р. А. Джанашвили, ботаник М. Е. Сохадзе, археолог Д. М. Тушабрамишвили, палинолог Н. С. Мамацашвили, гидролог Г. Н. Гигинейшвили.

Пещерные отложения изучались в 6 пещерах, относящихся к IV, V, VI, IX и X ярусам (счет снизу). Исследовались литологический состав, ископаемая фауна, ископаемая растительная пыльца и культурные остатки отложений. Эти данные в сопоставлении с морфологическими чертами и гидрологическим режимом пещерного комплекса позволяют восстановить историю формирования последнего.

Расположены Цуцхватские пещеры в Окрибо-Аргветской гряде—низкогорном отроге Рачинского хребта, ответвляющемся восточнее Накеральского перевала, идущем в общем на ЗЮЗ и упирающемся своим концом в ущелье р. Цхалцитела между Кутаиси и Гелати. Окрибо-Аргветская гряда не играет роли водораздела в такой степени, какую можно было ждать от хребта длиной в 30 км,—в двух местах она пронизана карстовыми каналами, посредством которых окрибские реки Шабатагеле и Ткибула протекают под гребнем гряды и снова выходят на поверхность под названиями, соответственно, Чишуры и Дзеврулы**. Цуцхватские пещеры связаны с подземным течением Шабатагеле. Окрибо-Аргветская гряда не являлась единым и сплошным водоразделом и до

* Грузинский ученый Вахушти Багратиони, писавший свой географический труд в первой половине XVIII века, ничего не говорит об этих пещерах.

** Система р. Квирилы—левого притока Риони.

возникновения подземного стока рр. Шабата-геле и Ткибула. Об этом говорят глубоко врезанные в ее гребень седловины, располагающиеся как раз над сквозными пещерами. Седловина над Цуцхватской пещерной системой имеет 60—70 м относительной высоты над урезом р. Шабата-геле. Окрибо-Аргветская гряда является морфологическим выражением «Южно-Окрибского надвига» (А. И. Джанелидзе, 1940), по плоскости которого меловые и третичные толщи всползли, с юга на север, на юрские толщи. Надвиг образовался в валахскую орогеническую фазу (в верхнем плиоцене) и явился причиной формирования Цуцхватской и Ахалсопельской котловин, лишенных наземного стока.

Цуцхватский пещерный комплекс слагается из 11 ярусов, выработанных в нижнемеловых известняках ургонской фации. Основной частью комплекса является сквозная галерея объемом около 70000 кубометров и длиной в 200 м, названная нами Главной галереей. Под ней располагается формирующийся нижний (первый) ярус комплекса, а над ней—остальные 9 ярусов. Все 11 ярусов размещены в высотном промежутке 70 м и располагаются не точно друг над другом, а несколько в стороне. Пещеры большей частью утратили свой былой сквозной характер и превратились (за исключением Главной галереи) в замкнутые с одного конца гроты и галереи. На южной стороне Окрибо-Аргветской гряды открываются 8—9 пещер, а на северной—5—6 (Маруашвили, 1969, 1971). После своей выработки почти все ярусы представляли собой просторные галереи, но заполнение рыхлыми отложениями уменьшило их поперечное сечение. Если не считать огромную Главную галерею, увеличенную обвалами, самыми вместительными являются Бизонова, Бронзовая, Дугообразная пещеры, Апендикс, Двойной грот и Пещера Летучих мышей.

Первый (самый низкий) ярус Цуцхватской пещерной системы находится в воклюзовой стадии спелеоморфогенетического цикла и недоступен для прохождения и визуальных наблюдений. Длина его—около 300 м. По нему течет р. Шабата-геле, проваливающаяся в дно озера у северного портала Главной галереи и выходящая в виде воклюз ниже нижнего конца последней, в правом борту наземной долины. Таких воклюз здесь имеется три. Флюоресцен, засыпанный в провал, достиг воклюз за 50—90 минут. Активная выработка описываемого первого яруса происходила и продолжает происходить на глазах у местных жителей и приезжих исследователей: за последние 30 лет дебит воклюз значительно возрос, а река Шабата-геле перестала постоянно течь по Главной галерее и течет по ней только во время дождевых паводков и интенсивного таяния снега, когда поноры в дне озера Северного портала не справляются с поглощением всей массы речных вод.

Второй снизу ярус пещерной системы совпадает с Главной галереей и пребывает в периодически-поточной стадии спелеоморфогенетического цикла. Образовалась эта вместительная галерея в результате объединения второго яруса с обвалившимися отрезками третьего и четвертого ярусов. Продольная ось галереи в большей северной ее части направлена с СЗ на ЮВ, а в южной части—с СВ на ЮЗ. Длина Главной галереи 190 м, максимальная ширина и высота (в северной части) соответственно 35 и 28 м. Разность высот между северным (верхним) и южным (нижним) концами—9 м. Дно галереи покрыто аллювием р. Шабата-геле и множеством обрушившихся сверху, иногда громадных известняковых глыб, а также старым, полусгнившим хворостом. Северный вход в галерею имеет 20 м высоты. На одной из стен северной, залообразно-расширенной и повышенной части галереи виднеется сухой древесный ствол (бревно), находящийся в горизонтальном положении и своими

концами опирающийся на выступы стены. Остается невыясненным вопрос о том, является ли это бревно капризом природы (результатом мощного наводнения, при котором галерея почти целиком была заполнена водой и плавучий древесный ствол при спаде уровня воды застрял на стене), или же, как полагают местные жители, оно закреплено в прежние времена людьми, преследовавшими какую-то цель (по воспоминанию престарелого цуцватца Вл. Амколадзе, прежде на бревне висела епитрахиль—богослужбное облачение священника, надеваемое на шею; имеются основания думать, что бревно составляло часть подъемного устройства для доставки людей и грузов в открывающийся позади него, ныне недоступный, ход). Главная галерея имеет три ответвления (не считая узких ходов)—два левых и одно правое, названные Объединенной и Дугообразной галереями и галереей Апендикс. Ответвления эти представляют уцелевшие от обвалов отрезки третьего и четвертого ярусов и характеризуются ниже. На левой стене южной части Главной галереи, на высоте около 15 м имеется горизонтальная площадка, на которой до 1969 г. стояла группа красивых негледидных сталагмитов, окружавшая массивный кальцитовый обелиск (сталактиты были сбиты ружейными выстрелами, а обелиск остался). Позади этой площадки, в глубине, находится небольшой полутемный зал с остатками античной керамики, доступный лишь цуцватским подросткам 9—13-летнего возраста (в зал можно пробраться ползком по узкому наклонному уступу над пропастью, протискиваясь между кальцитовыми колонками и коренной породой). Как отмечалось выше, речка, питаемая излишками вод проваливающейся р. Шабата-геле, течет по Главной галерее только при паводках, в обычное же, меженное время, на дне остаются одни лужи.

Третий ярус представлен Дугообразной галереей, Апендиксом и придонной частью Объединенной галереи. Все эти галереи носят сквозной характер, имея по два, а в одном случае даже три входа. Дугообразная галерея своим северным входом открывается левее Северного портала Главной галереи, на левом склоне ущелья р. Шабата-геле, на высоте 6 м от ее уреза. В галерее имеется озерко, питаемое источником и отлагающее кальцит в виде пленки и травертина. Излишки озерных вод стекают через южный вход в Главную галерею и образуют здесь прислоненный к стене узорчатый травертиновый конус. Галерея Апендикс отходит от Главной галереи влево, тянется на 60 м (на уровне 2—4 м от дна Главной галереи) и открывается своим южным входом на левом склоне ущелья Шабата-геле. Дно ее покрыто песчаным наносом. Объединенная галерея отходит от Главной галереи в ее средней части (вправо) и в свою очередь разветвляется на две галереи, из коих левая выходит опять в Главную галерею на уровне III яруса, а правая открывается самостоятельным южным входом (так наз. Дополнительный вход) на южной стороне Окрибо-Аргветской гряды, на правом борту ущелья р. Шабата-геле, на уровне IV яруса. Объединенная галерея сформировалась путем слияния отрезков III и IV ярусов в результате обрушивания кровли первого из них.

Четвертый ярус выражен, помимо только что описанной Объединенной галереи и Дополнительного входа, также и замкнутым гротом—Бизиновой пещерой, которая находится левее Северного портала и Дугообразной пещеры, на левом склоне ущелья р. Шабата-геле, на высоте 13 м от уровня последней. Просторный сухой грот у входа огражден нагромождением каменных глыб, облегчавшим троглодитам оборону против диких зверей и двуногих врагов. В рыхлом выполнении Бизиновой пещеры, под слоем с предметами бронзового века, найдены

кремневые орудия левалуазского и мустьерского типа (зубчатое мустье) и костные остатки, принадлежащие празубру (*Bison priscus*, преобладает), пещерному медведю, лосю, кавказскому туру, благородному оленю, волку, дикому кабану, черепахе, беркуту, черному грифу (А. Векуа, 1972 и устн. сообщ.). В отложениях пещеры пыльцевые спектры указывают на растительность современного типа, с господством древесных пород, характерных для колхидского леса; в нижних слоях присутствуют сильно колеблющиеся количества сосновой пыльцы (Мамацашвили, 1972).

К пятому ярусу относятся две изолированные пещеры, открывающиеся на противоположных сторонах Окрибо-Аргветской гряды—Бронзовая на севере и Двойной Грот—на юге. Бронзовая пещера расположена левее и выше Бизоновой пещеры, на высоте 27 м над уровнем р. Шабата-геле. Она представляет собой довольно длинную (свыше 100 м), темную, ломаную в плане, замкнутую в конце галерею с рыхлым дном. Имеются натечные образования. Раскопки входной части на небольшую глубину выявили остатки только бронзового века, но судя по значительной мощности отложений и наличию у входа заграждения из каменных глыб, человек использовал эту пещеру и раньше. Двойной Грот открывается правее и выше Дополнительного входа в Объединенную галерею, на правом склоне ущелья р. Шабата-геле и приблизительно на такой же относительной высоте, что и Бронзовая пещера. Массивная остаточная колонна известняка подразделяет эту пещеру на два неравных помещения. Траншея, заложенная в большом помещении, вскрыла 3-х метровую толщу рыхлых образований, подразделяющуюся на следующие резко различающиеся толщи (сверху вниз). 1. Слоистый песок и суглинок мощностью в 70 см, с 2—3 прослоями древесного угля. 2. Щебень с желтоватым заполняющим суглинком мощностью свыше 2 м. Содержит кремневые и (в меньшей степени) обсидиановые и диабазовые орудия левалуазского типа, кости гигантского оленя, дикого кабана, носорога, пещерного медведя, празубра, барсука, леопарда, лошади, тура, оленя и пр. (А. Векуа, 1972). В этой толще выделяются 7—8 слоев, различающихся по механическому составу, но содержащих сходные спорово-пыльцевые комплексы (определения Н. С. Мамацашвили), которые указывают на большую близость растительности времени накопления щебня и современной растительности окрестностей Цуцхватских пещер. В этих комплексах преобладают элементы колхидского леса (*Carpinus caucasica*, *Tilia*, *Fagus*, *Vixus*). 3. Желтый алевролит неизвестной мощности (до подошвы не раскапывался). Механический и минералогический анализ этого алевролита, выполненный в лабораториях Геологического института АН ССР под руководством Г. Чихрадзе, показал, что судя по наличию большого количества кварца и обломков глинистых пород, нижняя толща отложений Двойного грота состоит из продуктов разрушения юрских толщ и принесена рекой из Цуцхватской котловины. Нижняя толща Двойного Грота лишена культурных и фаунистических остатков и содержит преимущественно пыльцу кустарниковых видов (*Carpinus orientalis* и др.); в числе древесных пород представлен *Taxodium* (болотный кипарис, 4—6%), что говорит о древности (нижнеплейстоценовом возрасте) желтого алевролита, и о теплом субтропическом климате эпохи отложения нижней толщи (Мамацашвили, 1972). Стены и кровля Двойного Грота покрыты прочно сцементированной известняковой брекчией, содержащей кости пещерного медведя (последние прослеживаются до самого потолка грота). Это свидетельствует о том, что в прошлом Двойной Грот был целиком заполнен

известняковым щебнем, часть которого позже осыпалась или сползла наружу*.

Шестой, седьмой и восьмой этажи соответствуют трем гротам, открывающимся на южной стороне Окрибо-Аргветской гряды в громадном известняковом обрыве, на относительных высотах в 48,50 и 53 м. Эти пещеры очень труднодоступны,—в них можно попасть или спустившись по веревке сверху, или же пробравшись по узкому карнизу над бездной. Если смотреть на обрыв с юга, справа будет Медвежья пещера, в середине—Пещера Летучих мышей, а слева—Перильная. Перед пещерами находится полого-наклонный уступ, обведенный со стороны пропасти прерывистой стеной из каменной кладки на известняковом растворе. Раскопки Медвежьей пещеры выявили остатки левалуазской и мустьерской культуры (тип зубчатого мустье), кости пещерного медведя, дикобраза, леопарда, празубра, благородного оленя, дикого кабана, волка, лисицы, кавказского тура (определения А. Векуа). Остальные две пещеры этой группы не раскапывались. Пещера Летучих мышей имеет 54 м длины, множество натечных форм; населена многочисленной колонией летучих мышей. В ее дно были зарыты большие кувшины для хранения вина («квеври»). На экскрементах крылатых обитателей пещеры Р. А. Джанашвили собрал разнообразную современную фауну копрофагов и сапрофагов, являющихся настоящими троглобионтами.

Девятый этаж выражен небольшой Порфиритовой пещерой, находящейся на отн. выс. в 60 м. Она была почти целиком заполнена рыхлым материалом, а в оставшейся узкой щели обитал какой-то зверек. Раскопки установили наличие на контакте рыхлого выполнения с коренным дном пещеры галек порфирита, вынесенных из Цуцхватской котловины. Палинологическое изучение отложений (Мамацашвили, 1972) показало, что в их верхней части преобладает древесная пыльца с господством орешника, а в нижней части—пыльца трав (*Compositae* и *Gramineae*), что свидетельствует о теплом и сухом климате в начальной фазу пещерного осадкообразования.

К десятому этажу мы относим Верхнюю пещеру, расположенную на отн. выс. в 65 м, на северной стороне гребня Окрибо-Аргветской гряды—как раз над провалом р. Шабата-геле. Это, пожалуй, самая замечательная из всех Цуцхватских пещер, давшая при раскопках наиболее обильный археологический, палеозоологический и палинологический «урожай». До раскопок высота пещеры не превосходила одного метра. В поверхностном мелкоземном слое пещерного выполнения были найдены остатки культуры бронзового века (керамические фрагменты, кости домашних животных). Ниже залегает щебень с песчанисто-суглинистым заполнителем. Отложения раскопаны на глубину 2,5 м; они продолжают и глубже в виде прочно сцементированной известняковой брекчии. Под поверхностным мелкоземистым слоем («пещерной почвой») залегает пласт крепко сцементированной брекчии мощностью около 40 см. В нем оказался большой целый череп пещерного медведя, установленный в нормальном положении точно в середине грота. В более низких горизонтах пещерных отложений, характеризующихся в общем меньшей степенью цементации, были выкопаны еще 6 черепов

* Способность щебневой массы Двойного Грота к оползанию подтверждается тем, что траншея, вырытая в нем, оказалась при повторном посещении частично заполненной под тяжестью наклонившейся и сдвинувшейся глыбы известняковой брекчии.

того же вида, установленные в нормальном положении, параллельно и близко к боковым стенкам пещеры и огороженные продолговатыми обломками известняка. Вместе с черепами находились целые кости ног пещерного медведя. Самый крупный из найденных черепов имеет 48 см длины. Черепа располагались на различных уровнях; их устанавливали в различные эпохи и они с течением времени погребались в толще щебня. Эти факты свидетельствуют о культовом назначении Верхней пещеры в период обитания в ней мустьерских людей (Д. Тушабрамишвили, устн.сообщ.), отдельные кремневые орудия которых найдены здесь же. Кроме позднемустьерских зубчатых орудий, найдены изделия ориньякского типа. Вход в пещеру был загражден крупными глыбами известняка, которые в ходе раскопок пришлось удалить. Отложения Верхней пещеры содержат обильные костяные остатки позвоночных— пещерного и бурого медведей, леопарда, гиены, волка, шакала, лисицы, перевязки, барсука, лесной куницы, суслика, зайца, дикой лошади, дикой свиньи, благородного оленя, косули, серны, кавказского тура и празубра, а также птиц (сороки и кобчика) и черепахи (Векуа, 1972). Палинологическим анализом (Мамацашвили, 1972) установлено, что верхние слои пещерных отложений содержат пыльцу каштана, ореха, граба, дзельквы, бука, липы, которая отражает растительность, аналогичную современной; в нижних слоях вместе с самшитом и падубом присутствуют пыльцевые зерна лавровых, таксода (болотного кипариса), птерокарпии (лапины), стафилеевых (клекачковых) и других теплолюбивых видов. Большая часть массы пещерных отложений не затронута раскопками и ждет своих исследователей.

Одиннадцатый ярус Цуцхватской пещерной системы соответствует пещере Бежиас-тба, которая нижним своим концом открывается в долину левого притока р. Шабата-геле (приток этот впадает ниже южного конца Главной галереи). Бежиас-тба представляет собой субгоризонтальную восходящую галерею длиной в 20 м, слагающуюся из двух вложенных этажей и частично выполненную рыхлыми отложениями. Последние изрыты барсучьими норами и не подвергались раскопкам.

На основании вышеприведенных фактов и их сопоставления с данными по региональной геологии и геоморфологии, могут быть сделаны следующие общие выводы по истории развития Цуцхватской пещерной системы и изменений ландшафта ее окрестностей.

1. Все ярусы и пещеры Цуцхватского комплекса созданы транзитной р. Шабата-геле в процессе ее смещения в толще слагающего Окрибо-Аргветскую гряду известняка сверху вниз и в плане. Это положение вытекает, прежде всего, из геоморфологических условий окрестностей пещер: из наличия на гребне Окрибо-Аргветской гряды низкой седловины, отмечающей наземное течение р. Шабата-геле до пещерообразования; из сосредоточенности всех пещер в пределах поперечного сечения наземных отрезков долины той же реки; из отсутствия на гребне гряды, в районе пещерного комплекса, поверхностных карстовых форм рельефа, которые могли бы поглощать атмосферные осадки и проводить воду в глубь известняковой толщи. Разведочными раскопками добыты также и литологические доказательства данного положения: в пещерах Бизоновой, Порфиритовой и Двойном гроте встречены отложения, состоящие из компонентов юрских толщ (байосской порфиритовой, батской сланцевой и верхнеюрской пестроцветной свит), которые принесены рекой Шабата-геле с севера, из Цуцхватской котловины. В будущем, если раскопки Цуцхватских пещер будут продолжены, следует ждать аналогичных открытий также и в других пещерах комплекса.

2. Формирование многоэтажной пещерной системы в районе Цуцх-

вати осуществилось в результате сочетания целого ряда благоприятствующих этому факторов. Толчком к данному процессу послужил Южно-Окрибский надвиг, перегородивший верховья правого притока р. Квирр-ла (Палео-Чишуры) известняковой «плотиной» Окрибо-Аргветской гряды. Участие тектоники в дальнейшей судьбе пещерной системы не исключено, но вовсе не обязательно; поскольку вертикальный диапазон всех ярусов Цуцхвати уменьшается в амплитуде плейстоценового снижения уровня Черного моря, процесс их формирования мог протекать под влиянием эвстазии без участия повторных тектонических подвижек. Полноте процесса (образованию большого числа пещерных ярусов) способствовали: наличие транзитной реки с устойчивым и довольно значительным расходом воды, небольшая длина подземного отрезка (200—300 м), а также химическая чистота и значительная трещиноватость ургонского известняка. Решающую роль играли, пожалуй, краткость карстового дренажа и небольшой высотный перепад между точками провала и выхода реки из пещеры—условия, которых не хватало соседней р. Ткибуле, сформировавшей полость совершенно иного типа (комбинированную пещеру-пропасть).

Геоморфологические черты Цуцхватской пещерной системы в сопоставлении с чертами рельефа ее окрестностей позволяют решительно отвергнуть поддерживаемый рядом исследователей тезис о синхронности и одинаковом высотном размещении пещерных ярусов и речных террас. Ни один из одиннадцати этажей Цуцхватских пещер не имеет в наземном рельефе соответствующей ему террасы. Нами уже отмечалось, что строение многоэтажных пещерных систем Цуцхвати, Кударо и крымской Красной пещеры подсказывает рассматривать ярусообразование карстовых пещер как особый ритмический геоморфологический процесс (Маруашвили, 1972).

3. Геохронологическая датировка отдельных ярусов Цуцхватской пещерной системы может быть выполнена на основе возраста Южно-Окрибского надвига, археологической датировки самого низкого из обитаемых в палеолите ярусов, состава ископаемой пыли пещерных отложений, последовательности и взаимной высотной удаленности пещер комплекса, с учетом вероятности значительной разницы между возрастом карстовой полости и возрастом древнейшего слоя ее рыхлого выполнения. Период выработки всех ярусов охватывает плейстоцен. Самый низкий ярус, в котором обнаружены палеолитические остатки,—четвертый, в наилучшей сохранившейся части которого, в Бизоновой пещере, залегают отложения с мустьерскими предметами. По современным представлениям, мустье в целом охватывает рисскую, ресс-вюрмскую и начало вюрмской эпохи. Если отнести культурные остатки Бизоновой пещеры к финальному мустье, получится, что накопление отложений началось на заре вюрма. Однако начало седиментации в пещере не датирует самую полость,—последняя образовалась значительно раньше и стала обиталищем людей лишь после того, как вышла из зоны досягаемости паводков р. Шабата-геле. Паводки перестали заливать Бизонову пещеру в результате возникновения Главной галереи с ее большой пропускной способностью и, таким образом, Главная галерея должна быть датирована началом вюрма. В Двойном гроте, относящемся к V ярусу, нижний слой алевrolита, отложенный паводковыми водами Шабата-геле, датируется по пыли таксоидия и ксерофильных кустарников миндельрисским межледниковьем и эту дату с уверенностью можно принять за показатель возраста самой пещеры. В соответствии с этим остальные ярусы датируются следующим образом: третий (Дугообразная и Апендикс)—ресс-вюрм; четвертый (Бизонова и Дополнительный вход)—

рисс, шестой, седьмой и восьмой (Медвежья, Летучих мышей и Перильная)—миндель; девятый (Порфиритовая)—гюнц-миндель; десятый и одиннадцатый (Верхняя и Бежиас-тба)—гюнц. С такой датировкой хорошо согласуются большие высотные перепады между VI и V ярусами (21 м), V и IV ярусами (14 м), из которых первый должен соответствовать пасаденской горообразовательной фазе (миндель-рисс) и вызванному ею падению уровня океана, а второй—гляцио-эвстатическому снижению того же уровня в начале рисской ледниковой эпохи. О древности Верхней пещеры говорит присутствие пыльцы *Laugaseae* и сухолюбивой фауны в нижних горизонтах раскопанной части ее рыхлого выполнения, при наличии не затронутых раскопками, подстилающих эти горизонты отложений, относящихся, очевидно, к началу плейстоцена.

4. Морфологические и стратиграфические особенности Цуцхватских пещер дают возможность восстановить ход палеогеографических изменений северо-восточной окраины Колхидской ландшафтной области на протяжении плейстоцена и способствуют выяснению некоторых общих закономерностей антропогенной истории Кавказа. В конце плиоцена Южно-Окрибский надвиг создал Цуцхватскую и Ахалсопельскую котловины. Воды их потекли к югу сперва по наземным долинам, врезанным в Окрибо-Аргветскую гряду. Остатками этих долин являются седловина над Цуцхватскими пещерами и плато Цхалдасавали над подземным течением р. Ткибула. Позже расширенные карстовым процессом трещины известняка Окрибо-Аргветской гряды поглотили воды р. Шабата-геле и последняя перешла на подземный режим. По мере эрозионного углубления ущелья ниже пещер, в связи с понижением базиса эрозии (уровня Черного моря), вырабатывались все новые и новые ярусы пещер (подземного русла р. Шабата-геле). В период формирования X яруса глубина ущелья не превосходила (у пещеры) 10 м; в период выработки VIII—VI ярусов эта глубина возросла до 20—25 м, а в активную фазу развития IV яруса—до 50—55 м. Во время формирования V, IV и III ярусов направление подземного течения р. Шабата-геле было извилистым, ломаным (под влиянием трещиноватости известняка). Образование Главной галереи путем объединения только что возникшего II яруса с обвалившимися отрезками III и IV ярусов выпрямило направление подземного течения, а глубина вреза достигла 70 м. Перемещение подземного русла по вертикали сопровождалось его смещениями в плане. Самый верхний, XI ярус (Бежиас-тба) соответствует наиболее восточному положению тальвега подземного русла. Затем русло переместилось в самое западное положение (X ярус). За период формирования X, IX, VIII, VII и VI ярусов русло постепенно смещалось к востоку, а начиная с фазы V яруса и до фазы II яруса оно как бы поворачивалось против часовой стрелки со смещением северных входов к западу, а южных—к востоку.

Палинологические и палеозоологическое изучение археологически охарактеризованных и датированных пещерных отложений Цуцхватского карстового комплекса обрисовывает следующие черты ландшафта окрестностей пещер в разные эпохи плейстоцена. За средний и верхний плейстоцен (после миндель-рисса) растительность района не испытывала существенных изменений,—в течение всего этого времени (примерно 100 000 лет) господствовал колхидский лес из древесных пород, поныне живущих в Западной Грузии. Главное отличие от современного ландшафта заключалось в богатстве фауны крупных млекопитающих, на которых охотились неандерталоиды и сменившие их 40 000 лет назад люди современного типа. Здесь водились празубры, благородные олени,

кавказские горные козлы (туры), лоси, пещерные медведи и др. Под мустьерскими слоями залегают отложения с существенно отличающимися от них флорой и фауной. В отложениях, подстилающих мустье в Двойном гроте и образующих низы «немой» толщи в Порфиритовой пещере, преобладает пыльца травянистых и кустарниковых видов, указывающая на сухой и теплый климат миндель-рисской эпохи. Из аналогичных отложений Верхней пещеры происходят остатки перевязки (*Vormela peregrina*), суслика (*Citellus* sp.), лошади и других степных животных, также отражающих континентальную климатическую обстановку. Наконец, в самом нижнем слое раскопанной части отложений Верхней пещеры палинологическим анализом задеты верхи миндельской толщи с пыльцевым комплексом, указывающим на влажный и теплый климат и флору, содержащую архаичные для Кавказа виды.

Таким образом, погребенные в отложениях Цуцхватских пещер растительная пыльца и фауна отражают три эпохи развития ландшафта Колхиды в плейстоцене: 1. теплую и влажную эпоху нижнего плейстоцена с богатой субтропической флорой; 2. теплую и сухую эпоху миндель-рисса с довольно ксерофильной флорой и животными открытых пространств; 3. эпоху от окончания миндель-рисса до современного момента, характеризующуюся и поныне господствующим типом колхидского леса, но отличающуюся от современной Колхиды разнообразием и обилием крупных (в том числе и вымерших) млекопитающих. На основании пыльцевых спектров Цуцхватских пещер, изученных Н. С. Мамацашвили, впервые устанавливается относительно аридная (лесостепная и степная) фаза плейстоцена в нижнем поясе Колхиды, неуловимая по пыльцевым спектрам террасовых, морских и других отложений из-за их полизонального происхождения. Фаза эта хорошо согласуется с представлением о смещении более высоких ландшафтных поясов кверху в большую (миндель-рисскую) эпоху (Маруашвили, 1959). Мезофильная лесная флора Колхиды пережила данную фазу на склонах гор, где она могла существовать в определенном высотном поясе обеспеченном достаточным количеством влаги и тепла.

Тот факт, что отложения пещер не позволяют уловить сколько-нибудь существенные изменения флоры и фауны внутри последней тыщи лет четвертичной эпохи (рисс, рисс-вюрм, вюрм и их подразделения), должны свидетельствовать о незначительном размахе климатических колебаний за указанный промежуток времени в низком гипсометрическом поясе Колхиды. Этот вывод гармонирует с высказанными автором (Маруашвили, 1956, 1961, 1973) положениями о географической дифференцированности четвертичных изменений климата и, в частности, о меньшей амплитуде снижения ландшафтных поясов ледниковых эпох на Кавказе по сравнению с более северными областями.

5. Изменения климата, растительности и фауны Колхиды, оставившие свой отпечаток в содержимом Цуцхватских пещер, обуславливались двумя основными факторами: а) периодическими усилением и ослаблением меридионального и вертикального переноса тепла и влаги* и б) необратимостью некоторых изменений органического мира. В эпохи рисского и вюрмского оледенений меридиональная циркуляция атмосферы была ослаблена, в связи с чем градиент убывания температуры с возрастанием широты был увеличен. Похолодание на широте Кавказа (38—44°) было менее резким, чем в Альпах (45—48°), а тем более, чем в Северной Европе (50—70°). В низких поясах Закавказья средне-

* Первопричиной этих изменений циркуляции воздуха могли быть либо изменения скорости вращения Земли, либо колебания солнечной радиации.

годовая температура была всего на 0,5—1° ниже, чем в настоящее время (Маруашвили, 1973). Этим и объясняется факт переживания колхидским лесом района Цуцхвати обеих последних ледниковых эпох. Градиент убывания температуры с высотой также увеличивался во время оледенений, поэтому в высоких поясах Кавказа похолодание сказалось резче, чем внизу. Пояс максимального выпадения атмосферных осадков снижался, что делает понятными часто встречающиеся в Большом Кавказе факты приуроченности наиболее мощных древних ледниковых центров к относительно невысоким горным массивам. В миндель-рисскую эпоху, наоборот, атмосферная циркуляция происходила интенсивнее, чем ныне, градиент убывания тепла в горизонтальном (меридиональном) и вертикальном направлениях был уменьшен, северная граница субтропической зоны высокого давления Северного полушария располагалась ближе к Закавказью, а пояс интенсивного выпадения осадков располагался выше современного. Это объясняет господство пыльной травянистых и кустарниковых растений в нижней толще Двойного грота и Порфиритовой пещеры и степной фауны в миндель-рисских слоях Верхней пещеры. Что касается исчезновения болотного кипариса и древних лавровых, его причиной является не только климат, но и невозможность повторного заселения Колхиды этими растениями после распада их географических ареалов, из-за огромного масштаба перемещений границ их распространения. В исчезновении крупных млекопитающих, обитавших в Колхиде до конца плейстоцена, основную роль сыграл человек, а другие факторы (климат, биологическая конкуренция) имели второстепенное значение.

6. На нынешнем этапе изучения Цуцхватской пещерной системы еще невозможно определить время первого освоения ее человеком и, тем более, нарисовать полную картину археологических памятников этого местонахождения. Доказанными можно считать ее посещения мустьерскими, ориньякскими людьми, людьми бронзового века, античного и феодального периодов. Степень исследованности пещер не исключает обнаружения недостающих звеньев (ашеля, солиотре, мадлена, мезолита, неолита) в будущем.

Выявленные к настоящему времени стратиграфические черты Цуцхватской пещерной системы составляют незначительную часть биологических и археологических свидетельств, запечатленных в отложениях этого уникального карстового комплекса. Дальнейшие комплексные исследования системы с раскопками всех перспективных в палеонтологическом и археологическом отношении пещер (а именно, Бизоновой, Бронзовой, Верхней, Перильной, Летучих Мышей, Медвежьей, Бежнас-тба, Двойного грота, безымянных навесов и почти доверху заполненных пещер) обогатят четвертичную геологию Кавказа множеством интересных и важных научных данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Векуа А.* Итоги палеонтологических исследований Цуцхватского пещерного комплекса. АН ГССР. Спелеологический совет. «X научная сессия спелеологов. Краткое содержание докладов. 27 декабря 1972». Тбилиси, 1972.
- Геоморфология Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1971.
- Джанелидзе А.* Геологические наблюдения в Окрибе и смежных частях Рачи и Лечхуми. Тбилиси, 1940.
- Мамацшвили Н.* Итоги палинологического изучения Цуцхватского пещерного комплек-

- са. АН ГССР. Спелеологический совет. «X научная сессия спелеологов. Краткое содержание докладов. 27 декабря 1972 г.». Тбилиси, 1972.
- Маруашвили Л.* Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1956.
- Маруашвили Л.* К вопросу о большой межледниковой эпохе плейстоцена. «Ботанический журнал», № 12, 1959.
- Маруашвили Л.* Вопросы палеогеографии четвертичного периода на Кавказе в свете новейших региональных и общих представлений. «Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода», т. II, Изд. АН СССР, М., 1961.
- Маруашвили Л.* Морфологический анализ карстовых пещер. Сб.: «Очерки по физической географии Грузии». Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1969.
- Маруашвили Л.* К истории Цуцхватского (Грузия) многоэтажного пещерного комплекса. «Сообщения АН Грузинской ССР», т. 61, № 1, 1971.
- Маруашвили Л.* Ярусообразование карстовых пещер, как особый ритмический геоморфологический процесс. «Доклады АН СССР», т. 202, № 3, 1972.
- Маруашвили Л.* Климатическая обстановка четвертичных оледенений Грузии. «Сообщения АН Грузинской ССР», 1973.

ИСКОПАЕМЫЕ МЕДВЕДИ КАВКАЗА

Первые представители семейства медведей (Ursidae) появляются в среднем миоцене Западной Европы и Северной Америки и продолжают существовать, образуя несколько родов в плиоцене, антропогене и голоцене. Прародиной медведей, по-видимому, следует считать Европу, возможно даже Кавказ, учитывая ряд архаических находок. Во второй половине миоцена медведи уже широко известны в Северной Америке, в плиоцене они распространяются по всем континентам (кроме Австралии и Океании). До сих пор описано в сем. Ursidae 8 вымерших родов и 6 ныне существующих, из которых род *Ursus* известен с плиоцена. В истории происхождения медведей еще остается много неясного и спорного из-за отсутствия необходимых звеньев для построения родословного дерева медвежьих. Наиболее новая схема построения развития медведей предложена в 1972 г. Н. К. Верещагиным. В ней от позднплиоценовых медведей расходятся три ветви: 1—термитоядные губачи (род *Meiursus*), 2—примитивные пастбищные медведи, давшие очкового (род *Tremarctos*), 3—плодоядные медведи-древолазы, давшие малайского медведя (род *Helarctos*) и белогрудого медведя (род *Selenarctos*). Очковый медведь, в свою очередь, в раннем антропогене разделяется на три ветви: белые медведи—хищные, водные (род *Thalarctos*), бурые медведи—универсальные, всеядные (род *Ursus*) и пещерные медведи—пастбищные, травоядные (род *Spelaearctos*).

В ископаемой фауне Кавказа в литературе отмечено 6 родов медведей: *Ursavus* (?), *Agrotherium*, *Jndarctos*, *Spelaearctos*, *Ursus*, *Selenarctos* (?). Род *Ursus*, появившись на Кавказе в эоплейстоцене, продолжает существовать и ныне. Современный род *Selenarctos* (предположительный возраст—ашель, найден в Азыхской пещере) на Кавказе отсутствует. Остальные роды вымершие. Наиболее многочисленны находки на Кавказе ископаемых пещерных медведей (преимущественно на Западном Кавказе), значительно меньше находок ископаемых и полуископаемых бурых медведей. Остальные роды представлены на Кавказе единичными находками костей.

I. Род *Ursavus* Schlosser, 1899. В литературе указан для среднемиоценовой фауны Беломечетки, Ставропольского края («Основы палеонтологии», 1962, с. 215). Находка вызывает сомнение. По устному сообщению Л. К. Габуния, закончившего монографическое описание беломечетской фауны, род *Ursavus* в составе этой фауны не обнаружен, а то, что, по предварительному определению, было отнесено к урзавусу (P—4, хранящийся в фондах Палеонтологического Института АН СССР в Москве), оказалось принадлежащим зубу кубанохеруса.

II. Род *Agriotherium* Wagner, 1937 (*Hyenarctos* Falc. et Cautley, 1940). Тип рода *Ursus sivalensis* Falc. et Caut. из верхнего плиоцена

Сиваликских холмов в Индии. В СССР описан из карстовых пещер г. Одессы (т. н. «Одесских катакомб») и из Косякинских песчаных карьеров в окрестностях г. Ставрополя. Оба пункта датируются средним плиоценом. Одесская находка *Hyaenarctos* sp. (правая ветвь нижней челюсти, предварительно описанная А. Д. Рошциным (1956), ныне не сохранилась. Находка из Косякинского карьера пока не описана. О ней упоминает Н. К. Верещагин (1954), приводя в списке фауны Косякинского карьера (*Hyaenarctos* sp., гиеномедведь, 4 кости). Однако в более поздней работе Н. К. Верещагин (1959), в списке фауны Косякинского карьера, из медведей приводит только *Ursus* cf. *arvernensis* Croitz. В «Основах палеонтологии» (1954) агриотерий (гиенарктос) указан для Косякинских карьеров с ссылкой на работу Н. К. Верещагина (1954).

III. Род *Jdarctos* Pilgrim, 1913. Тип рода *Jdarctos salmontanas* из нижнего плиоцена Сиваликских холмов. Нижний—средний плиоцен Европы, Азии и Сев. Америки. Описано несколько видов. В СССР род *Jdarctos* sp. указан для неогена окрестностей г. Ананьева Одесской области, где был найден фрагмент правой верхней челюсти с р—⁴ и м—² («Основы палеонтологии», 1962, стр. 216). Указан для среднего плиоцена Косякинских песчаных карьеров в списке фауны—*Jdarctos* sp., 1 кость (Верещагин, 1954). Однако в более поздней работе Н. К. Верещагин (1959) *индарктоса* отсюда уже не приводит, хотя в фондах ПИН АН СССР в Москве хранится *mand. dex. ad. Jdarctos* sp. с С, 4 премолярами, 3 молярами, определенная как *Jdarctos* sp. из Косякинских карьеров.

IV. Род *Ursusdinna* eus., 1758. Средний плиоцен, ныне—Евразия, Африка, Северная Америка. На Кавказе представлен тремя видами: ископаемыми *Ursus arvernensis* Croitz., *U. cf. etruscus* Cuv. и современным *Ursus arctos* L. с двумя вымершими подвидами—*U. arctos binagadensis* N. Ver. и *U. arctos sevanensis* Medz.

1) Овернский медведь (*Ursus arvernensis* Croitz.). Верхний плиоцен. На Кавказе известен из двух пунктов: а) Косякинские карьеры возле г. Ставрополя. Среднеплиоценовый фаунистический комплекс. Найдено 12 костей, отнесенных Н. К. Верещагиным (1959) к *Ursus* cf. *arvernensis* Croitz. Изображение *mand. dex. ad.* с 4-мя зубами дано на рис. 24 той же работы. В более ранней работе Н. К. Верещагин (1954) для Косякинских карьеров приводит одну кость *Ursus* sp. б) Местонахождение Квабеби в Восточной Грузии, средний акчагыл, хапровский фаунистический комплекс, почти полный череп с нижней челюстью (Векуа, 1972) *Ursus arvernensis* Croitz. et Job.

2) Этрусский медведь (*Ursus etruscus* Cuv.), помещен в списке хапровского комплекса фауны песчаного карьера возле г. Ростова-на-Дону (Байгушева, 1971), *Ursus* cf. *etruscus* указывается Э. В. Алексеевой (1971) из позднего плиоцена Верхнего Приобья в Сибири.

3) Медведь Денингера *Ursus deningeri* Reich. Достоверных остатков медведя Денингера на Кавказе нет, но их можно ожидать, например, в составе поздней таманской фауны или в континентальных отложениях, синхронных с тираспольской фауной миндельского (окского) оледенения. Вполне вероятно, что *Ursus* sp. в составе нижнеплейстоценовой ахалкалакской фауны (Векуа, 1962) принадлежит именно медведю Денингера. Отсюда материалы по медведям были незначительны и оставлены А. К. Векуа под наименованием *Ursus* sp., хотя ахалкалакский медведь был им (1959) отнесен к *Ursus arvernensis*. На юге УССР медведь Денингера описан в составе «тираспольской фауны» окрестностей г. Тирасполя (Павлова, 1925). Э. В. Алексеева (1971) отмечает

Ursus cf. deningeri Reich. для раннего плейстоцена Средней Оби в Сибири. Медведь Денингера интересен с точки зрения эволюции, т. к. большинство палеонтологов считает его предком пещерных медведей (род *Spelaearctos*). С этой точки зрения, поддержанной В. И. Громовой (1965), нижнеплейстоценовый *Ursus deningeri* и ветвь ископаемых медведей, позже давших группу бурых медведей (*Ursus arctos*), произошли от эоплейстоценового *Ursus etruscus*. Дальнейшее развитие ветви *Ursus deningeri* в начале среднего плейстоцена привело к настоящим пещерным медведям (род *Spelaearctos*).

V. Род *Spelaearctos*. В Западной Европе пещерные медведи известны из отложений миндель-рисского интергляциала. На территории СССР наиболее древней находкой пещерных медведей, вероятно, следует считать медведя, описанного по неполному черепу, как особый подвид *Ursus spelaeus crimaeus subs. nova* из Красной пещеры (Кызыл-коба) в Крыму (Бачинский, 1962). Датируется находка «ранним гомиценом» (по терминологии И. Г. Пидопличко), что приблизительно соответствует миндельскому или окскому оледенениям. По размерам крымский подвид медведя близок к типичному *Spelaearctos spelaeus*, но имеет ряд примитивных черт. Бачинский Г. А. считает его непосредственным предком *Spelaearctos spelaeus* и более мелкого *S. spelaeus rossicus*. На Кавказе пещерный медведь становится известным с среднего ашеля (пещера Кударо I, Цона в Юго-Осетии, Азыхская пещера в Азербайджане). Систематическое положение кавказского ашельского пещерного медведя продолжает оставаться неясным. Уже в среднем ашеле в кавказских пещерных стоянках пещерные медведи появляются в массовом количестве. Так, в пещере Кударо I его остатки исчисляются в 2979 костей (Верещагин, 1959), что говорит о весьма широком распространении медведей в ашельское время на южном склоне Главного Кавказского хребта. В не меньшем количестве встречался п. медведь и в среднем палеолите (мустье) в пещерах Черноморского побережья Кавказа—в Ахштырской пещере по р. Мзымте найдено до 2946 костей от 32 особей п. медведей (минимально) по данным Н. К. Верещагина (1959), а по данным В. И. Громовой (1948) не менее 3500 костей от 49 особей. Следует отметить, что по обилию костей п. медведей пещеры Западного Кавказа занимают одно из первых мест в СССР. На Черноморском побережье Кавказа п. медведи начинают встречаться со времени мустье (при этом сразу в большом количестве), продолжают существовать на протяжении всего палеолита и, судя по находкам последнего десятилетия, по-видимому, процветали в Южной Абхазии и в начале голоцена, о чем свидетельствуют скопления костей медведей в культурных слоях пещер, датируемых рядом археологов (Н. З. Бердзенишвили, Л. Д. Церетели, Л. Н. Соловьев и др.) верхним палеолитом и мезолитом.

Значительно беднее остатками п. медведей пещеры Восточного Закавказья. Так, в Азыхской пещере на р. Куру-чай Гадрутского района Азерб. ССР в материалах палеолитической стоянки времени средний ашель-мустье найден п. медведь в довольно значительном количестве (Гаджиев, Алиев, 1966). Это наиболее восточное закавказское местонахождение п. медведей, ставшее известным в последнее десятилетие. Отметим, что указание на присутствие п. медведей в среднеплейстоценовых битумах окрестностей с. Бинагады на Апшеронском полуострове (Богачев, 1940 и др.) не подтвердилось. Бинагадинский ископаемый медведь оказался особым вымершим подвидом бурого медведя (*Ursus arctos binagadensis*), описанным Н. К. Верещагиным (1951). Однако и позже, по литературной традиции, бинагадинского медведя иногда отно-

силы к пещерным медведям (Громова, 1948, 1965 и др.). В небольшом количестве остатки костей п. медведя найдены в мустьерских слоях Ереванской пещеры в Армении (Межлумян, 1972)—*Ursus (Speielaerctos) spelaeus* Rosen—4 кости. Еще В. И. Громова (1948) отмечала, что «пещерный медведь обильно населял горную часть Кавказского хребта и являлся главным источником существования палеолитического человека в Ахштырской пещере, был для него сравнительно легкой добычей». В настоящее время можно присоединить к Ахштырской пещере и ряд других пещерных палеолитических стоянок—Кударо, Цона, Квачара, Хулыныпшахва и др., содержащие огромное количество костей п. медведей. В той же работе В. И. Громова добавляет, что в северной степной полосе Кавказа остатков пещерных медведей мало—в Ильской стоянке всего одна кость. Таким образом, приуроченность богатых костных остатков п. медведей на Кавказе, преимущественно в горном ландшафте, бесспорна, что, по нашему мнению, в большой степени связано с нахождением там карстовых пещер, излюбленным обиталищем п. медведей, именно в горном расчлененном рельефе. Однако наблюдаются и исключения. Так, еще В. И. Громова (1965) писала, что «два огромных скопления костей пещерного медведя найдены под Одессой, вне горной области—это пещера Ильинка и пещера в окрестностях Одессы, откуда п. медведи были описаны еще в 1840-х годах Нордманном». Далее В. И. Громова пишет: «Очевидно, для обитания этого животного нужны были не горы, а подходящие пещеры, где бы они не находились». Кости п. медведей так же, как и остальных животных, находимые в культурных слоях, обычно пребывают в сильно фрагментарном состоянии, являясь «кухонными отбросами» первобытного человека. В связи с этим, для целей систематики более ценны скелетные материалы по п. медведям, не связанные с культурными слоями, т. к. среди них можно ожидать присутствие целых костей и черепов, а в редких случаях и нахождение скелетов одной особи. С этой точки зрения на Кавказе особенно перспективны два местонахождения скоплений костей п. медведей.

1. Пещера Цхра-Джвари на южном склоне Накеральского хребта в районе г. Ткибули, лежащая на высоте около 1250 м. над у. м. Отсюда Д. В. Церетели (1956) собрал большую серию черепов и костей п. медведей, часть которых могла, по мнению ученого, принадлежать одной особи взрослого медведя. Кроме того, там же был найден один череп бурого медведя. Ориентировочный возраст находки—рисс-вюрмский интергляциал. Предварительное обследование пещеры и условия залегания костей дают основание Д. В. Церетели предположить, что здесь находится большое кладбище костей, а возможно и скелетов п. медведей.

2. Карстовая пещера возле с. Псху в Абхазии на левобережье р. Бзыбь на северном склоне хребта Брзышха (Серебряного), расположенная на высоте около 400 м над у. реки и около 900 м. над у. м. Пещера открыта в 1965 г. спелеологом В. А. Юшиным. В 1971 г. экспедицией Абхазского краеведческого музея г. Сухуми было собрано свыше 500 отдельных костей и черепов п. медведей разного индивидуального возраста, что составляет самую незначительную часть всей залежи костей пещеры. Экспедиция продолжит исследования пещеры Псху, а из собранных костей смонтирует несколько скелетов п. медведей для музейной экспозиции. Ценность местонахождения заключается в том, что большинство костей и черепов целые и принадлежат отдельным скелетам. Однажды был найден полный скелет детеныша медведя, кости которого залежали в анатомическом порядке на каменной плите. Кладбище костей пещеры Псху, по-видимому, одно из наиболее

крупных в СССР и, возможно, может быть сравнимо с такими классическими скоплениями костей п. медведей, как Драконовая пещера в Австрии, Вальдкирхли и некоторые другие в Западной Европе. Однако условия захоронения и тафономия у них разные. Драконовая пещера— это место обитания п. медведей, где они устраивали свои берлоги, «родильные дома», а пещера возле с. Псху—коварная ловушка, место трагической гибели множества особей п. медведей, что было обусловлено топографией пещеры. Пещера Псху открывается большой залой с огромным в нее входом. У задней стены залы провал книзу на глубину около 12—15 м, затем пещера продолжается, образуя длинные высокие и короткие низкие коридоры, тупики, залы, переходы. До конца пещера еще не обследована. Второй вход в пещеру не обнаружен, вероятно его и нет. Поэтому медведи, если они случайно проваливались из верхней залы вниз, а такие случаи, судя по множеству костей, бывали часто, то выбраться наружу они уже не могли и неизбежно погибали от голода. В муках голода звери грызли кости п. медведей, попавших в пещеру раньше, о чем свидетельствуют многочисленные погрызы и шрамы от зубов медведей на костях, залегающих в пещере. В пещере не найдено следов пребывания первобытного человека, современника п. медведя. Правда, на дне, среди глыб камней, встречаются кости домашних животных (бык, собака, мелкий рогатый скот) и черепки средневековой посуды, попавшие сюда, вероятно, вместе с человеком, искавшим в пещере временное убежище от врагов. Материалы по п. медведям из пещеры Псху, благодаря прекрасной сохранности и обилию костей, весьма ценны в отношении установления диагностических различий костей постераниального скелета между пещерным и бурым медведем, что еще далеко не выяснено. Так, В. И. Громова (1950) отмечает, что для целей диагностики кости п. медведей, какие были в ее распоряжении в хранилищах Ленинграда и Москвы, оказались слишком фрагментарными. Систематическое положение крупной формы п. медведя на Кавказе еще не уточнено. Вполне вероятно, что п. медведь южного Причерноморья, особенно наиболее поздний, окажется новой кавказской формой, отличной от п. медведей Крыма, юга УССР и Западной Европы. Кавказский п. медведь отличается от одесского п. медведя весьма крупными размерами (Громова, 1948). Время вымирания на Кавказе п. медведей вызывает споры. К особенностям кавказского п. медведя относится «процветание его на Кавказе еще в эпоху верхнего палеолита, в то время как в Западной Европе главные находки его относятся к среднему (мустье) и отчасти раннему (ашель) палеолиту, а в верхнем палеолите он склоняется к упадку». Н. К. Верещагин (1959) о п. медведе из Воронцовской пещеры под Хостой писал, что он «привлекает внимание относительно слабой фоссилизацией. Возможно, что небольшая популяция п. медведей несколько пережила плейстоцен в северо-западном Закавказье». В этой же работе Н. К. Верещагин пишет, что в коллекции Краснодарского музея из Воронцовской пещеры хранятся кости пещерного и бурого медведей. Кости пещерных медведей здесь неоднородны, т. к. костное вещество одной нижней челюсти уже фоссилизировано, тогда как найденные в той же пещере лучевая и бедренная кости «слабо фоссилизированы, при поскобливании дают свежий запах кости. Создается впечатление, что п. медведь существовал здесь и в последелниковье».

По устному сообщению археолога Л. Н. Соловьева, радиоуглеродный метод определения абсолютного возраста слоев с остатками п. медведя Воронцовской пещеры показал 12000—9000 лет, что по хронологической шкале должно соответствовать концу верхнего палеолита—нача-

лу мезолита. Исследования грузинских археологов показали, что весьма крупные п. медведи в изобилии встречаются в пещерах Абхазии в слоях верхнего палеолита и мезолита. Это дало основание предположить, что п. медведи в Абхазии существовали и в нижнем мезолите, т. е. в самом раннем голоцене. В ряде пещерных верхнепалеолитических и мезолитических стоянок, в которых верхний палеолит переходит непосредственно в мезолит, кости п. медведей в большом количестве встречаются в обоих культурных слоях. Здесь п. медведь играл весьма большую роль, как главное охотничье животное, иногда составляя до 90—95% всего количества костей диких животных (пещера Ква-Чара, Хупыныпшава и др.). Кости п. медведей из указанных пещер обычно обожжены и разбиты первобытным человеком на фрагменты. Встречаются орудия, сделанные из костей п. медведя. Среди огромного количества костей п. медведей в ограниченном числе попадают и кости бурых медведей, что достоверно в тех случаях, когда по фрагментам удается точно определить вид. Было высказано мнение, что в Южной Абхазии с ее благодатными условиями существования пещерный медведь, как «реликтовый элемент», мог в своем «последнем рефугиуме» — Южной Абхазии — пережить плейстоцен и некоторое время продолжать существовать в начале голоцена.

Интересно то, что самые поздние п. медведи (мезолитические) были вполне здоровой популяцией. На костях п. медведей из слоев очень редко встречаются следы болезненных образований, которые могли бы говорить о вырождении и в этом видеть причину вымирания их на Кавказе. Между тем, п. медведи Западной Европы в эпоху верхнего палеолита очень страдали от разных заболеваний, некоторые из которых могли отобразиться на внешнем виде кости. В западноевропейской литературе имеются работы, посвященные изучению болезней п. медведей, например, п. медведям из Драконовой пещеры в Австрии. Вырождение вследствие многочисленных болезней не было причиной вымирания на Кавказе п. медведей. Это доказывается на палеонтологическом материале с палеопатологическими явлениями из Западной Европы. Пещерные медведи были вполне здоровой популяцией, что подтверждается весьма редким нахождением на их костях болезненных образований среди рассмотренных нами костей п. медведей из Западной Грузии. Навряд ли причиной вымирания на Кавказе п. медведей могло быть его вытеснение бурым медведем, как это допускают некоторые авторы и, в частности, в отношении кавказского п. медведя (Габуния, 1969), хотя мы и признаем, что и это могло иметь некоторое значение, ускорив время их исчезновения. Пещерные и бурые медведи сосуществовали на Кавказе, начиная с среднего ашеля, по-видимому, особенно не мешая друг другу, т. к. они в основном обитали в разных экологических нишах, которые лишь частично перекрывались. Излюбленным убежищем п. медведей были пещеры, тогда как бурый медведь, не избегая пещер, охотно устраивал свои берлоги в дуплах огромных деревьев, выворотах под шапкой корней, сваленных деревьев и в др. укромных местах. Бурый медведь питался смешанной пищей, п. медведь был более выдержанным «вегетарианцем». Главной причиной исчезновения на Западном Кавказе п. медведей является истребление их первобытным человеком верхнего палеолита, а в Абхазии, по-видимому, и охотниками нижнего мезолита. Ведь в некоторых верхнепалеолитических и мезолитических пещерных стоянках Абхазии (Ква-Чара, Хупыныпшава и др.), в кухонных остатках измельченных костей, п. медведю принадлежит иногда свыше 90% от всего количества костей найденных животных. Кости п. медведей из этих стоянок обычно несут следы неоспоримого их использования чело-

веком: они часто обожжены или имеют следы пребывания на огне, разбиты на мелкие фрагменты, покрыты зарубками, царапинами, иногда превращены в костяные орудия. Помимо непосредственного истребления п. медведей из-за мяса, шкуры, костных поделок, первобытный человек сам селился в пещерах, выбирая для этого более подходящие пещеры, незатопаемые временными потоками, более сухие, теплые, с хорошо защищенным от ветра входом. Усиленное вытеснение п. медведей из исконных местообитаний—пещер—особенно участилось в верхнем палеолите и мезолите (в Абхазии), когда постепенно возросла численность населения и оно стало более организованным.

Spelaearctos spelaeus rossicus Borisssiak, 1932. Особый подвид пещерного медведя мелких размеров, описанный из окр. г. Краснодар А. А. Бориссяком (1932) по пяти более или менее полным скелетам. Приблизительный возраст—рисс-вюрмский интергляциал. Ныне один монтированный скелет находится в Палеонтологическом музее АН СССР в Москве, другой—в Краеведческом музее г. Краснодар. Данный подвид был приблизительно на 1/3 меньше по сравнению с типичным п. медведем. А. А. Бориссяк охарактеризовал его как степную равнинную форму п. медведя. Позже такая же форма п. медведя была найдена на юге Украины и лёссах рисского возраста, затем на Урале; наиболее восточная находка его в Кузбассе (Алексеева, 1971).

VI. Бурый медведь (*Ursus arctos* L.). Бурые медведи появляются почти одновременно с пещерным и уже в начале среднего плейстоцена в миндель-рисском интергляциале (лихвинском межледниковье) существуют обе ветви—бурые медведи (*U. arctos*) и пещерные—род *Spelaearctos*. Выдвинуты две точки зрения происхождения бурых и пещерных медведей. По одной—бурый медведь ведет свое начало от верхнетретичного *U. etruscus*, тогда как пещерный медведь, также ведущий начало от *U. etruscus*, проходит через стадию нижнеплейстоценового *U. deningeri*, непосредственно отделившегося от *U. etruscus*. По другой теории *Ursus deningeri* является единственным нежнеплейстоценовым потомком *U. etruscus*, затем в среднем плейстоцене *U. deningeri* разделяется на две ветви—бурого и пещерного медведей. Обе теории имеют своих последователей и противников. Так, В. И. Громова (1965) отстаивает первую точку зрения, как более правдоподобную, поскольку уже нижнеплейстоценовый *U. deningeri* обладал явными спелеоидными признаками. Мы также склонны поддержать первую теорию, т. е. теорию непосредственного происхождения обеих ветвей—арктоидной и спелеоидной от *U. etruscus*. На Кавказе наиболее древние остатки бурого медведя (*Ursus arctos*) датируются средним ашелем. Так, *U. arctos* найден в среднем ашеле пещеры Азых в Азербайджане, однако в меньшем количестве по сравнению с пещерным медведем (Гаджиев, Алиев, 1966), затем в пещере Цона в Юго-Осетии наряду с пещерным медведем (Каландадзе, 1965); но по соседству с пещерой Цона, в пещере Кударо I (средний ашель—мустье) обнаружен в большом количестве только п. медведь (Верещагин, 1959). В Ахштырской пещере на р. Мзымте п. медведь доминирует в средне- и верхнепалеолитических слоях, тогда как бурый медведь представлен лишь одной костью в верхнем палеолите. Более часты находки костей бурых медведей в верхнем палеолите, однако и здесь п. медведь преобладает над единичными находками костей бурого медведя. Так, в верхнем палеолите пещеры Сакажия возле г. Кутанси найдено 35 костей п. медведей и лишь 11 костей б. медведей (Верещагин, 1959), в мадленской стоянке пещеры Девис-Хврели в Имеретии оказалось 20 костей б. медведей (*Ursus aff. arctos*) и, возможно, *Ursus spelaeus* (Громова, 1929). В пещере

Гварджилас-Клдэ на р. Квириле возле г. Чиатури в слоях мадлена обнаружены кости *U. spelaeus* (6 костей) (Смирнов, 1923—1924), *Ursus arctos meridionalis* Middendorf (6 костей), *Ursus arctos caucasicus* Smirnov (5 костей). Добавим, что подвид *U. arctos caucasicus* часто считают синонимом *U. arctos meridionalis* что, по нашему мнению, еще далеко не доказано. Во всяком случае, *U. arctos caucasicus* более крупный, чем *U. arctos meridionalis*. Есть и краниологические различия. На Кавказе отсутствуют находки наиболее древних бурых медведей доашельского возраста и не доказано присутствие крупного ископаемого плейстоценового *Ursus arctos priscus*.

В среднеплейстоценовой фауне Бинагадов описан крупный бинагадинский бурый медведь (*Ursus arctos binagadensis* N. Ver.), являющийся непосредственным крупнозубым предком большого кавказского медведя. Для него характерны высокие с резкими гранями паракон и метакон на M^{-1} остробугорчатая поверхность: коронки у M^{-2} т. е. большая степень хищности зубов, чем у современного *U. arctos*. Материалы по бинагадинскому бурому медведю представлены всего 11-ю костями и фрагментом черепа. В первые годы изучения бинагадинской фауны считали, что в Бинагадах обитал пещерный медведь. С. К. Межлумян (1959) описала из пляжных отложений озера Севан новый ископаемый подвид бурого медведя—*Ursus arctos sevanensis*. Голотип более или менее полный череп, обладающий рядом своеобразных особенностей, хорошо отличающих его от *Ursus arctos arctos* и *U. arctos caucasicus*. Дальнейшие сборы медвежьих материалов из пляжных наносов оз. Севан покажут, насколько постоянны и диагностичны признаки севанского бурого медведя. Особенно важно найти его остатки (*in situ*) в отложениях. В среднеашельских слоях Азыхской пещеры Гадрутского района в Азербайджане, кроме пещерного и бурого медведей, найдена нижняя челюсть медведя, которая авторами ее описания (Гаджиев, Алиев, 1966) сближается с белогрудым медведем (*Ursus tibetanus* Cuv.). Современное распространение *Selenarctos tibetanus* ограничивается северной частью Индостана, частично Афганистаном, Индокитаем, Восточным Китаем, Японией и Приморским краем в СССР. В ископаемом состоянии в СССР белогрудый медведь найден в голоценовых слоях «Пещеры Географического общества» на р. Сучан (Окладников, 1968), вместе с такими теплолюбивыми видами, как енотовидная собака, тигр, пятнистый олень и др. В той же пещере ниже залегали слои с более холодолюбивой фауной—мамонтом, бурым медведем, пещерной гиеной, носорогом, пещерным львом и др. Отмечая черты сходства между *U. tibetanus* и нижней челюстью медведя из Азыхской пещеры, можно предполагать, что данная челюсть принадлежит новому виду ископаемых медведей. У азыхского медведя, по-видимому, существуют какие-то родственные связи с родом *Selenarctos* и вполне возможно, что в среднем плейстоцене ареал рода *Selenarctos* был значительно шире и простирался от Восточного Афганистана на северо-запад через Иран в Закавказье.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Э. В. Млекопитающие плейстоцена юго-востока Западной Сибири. Автореферат диссертации, 1971.
- Байгушева В. С. Ископаемая териофауна Ливенцовского карьера (Северо-восточное Предкавказье). В сб.: «Материалы по фаунам антропогена СССР». Тр. Ин-та зоологии АН СССР, т. XLIX, 1971.

- Бачинський Г. О. Викопний гоміноновий ведмідь (*Ursus spelaeus crimaeus* subsp. nova.) з Червоної печери Криму. Доп. АН УРСР, № 6, 1962.
- Беляева Е. И. Каталог местонахождений третичных млекопитающих на территории СССР. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. XV, вып. 3, 1948.
- Борисяк А. А. Новая раса пещерного медведя из четвертичных отложений Сев. Кавказа. Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР, т. I, 1932.
- Борисяк А. А. Копальний ведмідь з лесу України. Зб. памяти акад. П. А. Тутківського, т. 2, Київ, 1932.
- Бурчак-Абрамович Н. И. Материалы к изучению пещерных медведей Восточного Черноморского побережья. Моравский музей. *Anthropos suppl. Mammalia pleistocena*, I, Brno, 1960.
- Бурчак-Абрамович Н. И. К изучению пещерных медведей Кавказа. *Acta Musei Moraviae*, XVI, 1961.
- Бурчак-Абрамович Н. И. К изучению пещерных медведей из Воронцовской пещеры возле г. Адлера на Кавказе. В сб.: «Пещеры Грузии», вып. 3. Изд. АН Груз. ССР, 1965.
- Бурчак-Абрамович Н. И., Лакербай Л. Б. Клады пещеры Псху. Газета «Дроша», № 137 (2087) от 16 ноября 1971, г. Гульрипш, 1971.
- Векуа А. К. Ахалкалакская нижнеплейстоценовая фауна млекопитающих, Тр. ин-та палеобиологии АН Груз. ССР, Тбилиси, 1962.
- Векуа А. К. Квабевская фауна позвоночных. Автореферат диссертации, Тбилиси, 1969.
- Векуа А. К. Квабевская фауна акчагыльских позвоночных. «Наука», М., 1972.
- Верещакин Н. К. Новая раса бурого медведя из бинагадинского асфальта (*Ursus arctos binagadensis* subsp. nova.). ДАН СССР, т. LV, № 4, 1947.
- Верещакин Н. К. Хищные (*Carnivora*) из бинагадинского асфальта. Тр. ЕИМ АН Аз. ССР, вып. IV, Баку, 1951.
- Верещакин Н. К. Млекопитающие Кавказа (история формирования фауны). «Наука», М., 1959.
- Верещакин Н. К. Сравнительная краниологическая характеристика ископаемых и живущих медведей. В кн.: «Экология, морфология, охрана и использование медведей». «Наука», М., 1972.
- Верещакин Н. К. К истории фауны позвоночных и развитие ландшафтов Ставрополя в неогене. В сб.: «Мат. по изуч. Ставропольского края», вып. 6, 1954.
- Верещакин Н. К. Происхождение и эволюция белого медведя. В сб.: «Белый медведь и его охрана в Советской Арктике». Изд. «Гидромет», Л., 1969.
- Габуния Л. К. Вымирание древних рептилий и млекопитающих. Тр. ин-та палеобиологии АН Груз. ССР, Тбилиси, 1969.
- Гаджиев Д. В., Алиев С. Д. Некоторые представители хищных млекопитающих (*Mammalia, Carnivora*) из палеолитических отложений Азыжской пещеры. «Уч. зап. Азгосмединститута», т. XXIII, Баку, 1966.
- Громова В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, вып. 64, 1948.
- Громова В. И. К истории фауны млекопитающих Кавказа. Изв. АН СССР, серия биол., № 5, 1948.
- Громова В. И. Определитель млекопитающих СССР по костям скелета. Вып. I. Определитель по крупным трубчатым костям. А. Текст. Б. Альбом. Труды. Ком. по изуч. четверт. периода, АН СССР, т. IX, 1950.
- Громова В. И. Краткий обзор четвертичных млекопитающих Европы (опыт сопоставления). «Наука», М., 1965.
- Громова В. И. Плейстоценовая фауна млекопитающих из грота Тешик-Таш (Южный Узбекистан). В сб.: «Тешик-Таш. Палеолитический человек». Изд. МГУ, 1949.
- Каландадзе А. Н. Цонская пещера и ее культура. В сб.: «Пещеры Грузии», вып. 3. Изд. АН Груз. ССР, 1965.

- Междумян С. К.* Медведь пляжных отложений озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, биолог. науки, т. XII, № 4, 1959.
- Междумян С. К.* Палеофауна эпох неолита, бронзы и железа на территории Армении. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1972.
- Окладников А. П.* Открытие пещерного палеолита в Приморье. Вестник АН СССР, № 10, 1968.
- Павлова В. В.* Ископаемые млекопитающие из тираспольского гравия Херсонской губернии. Мемуары Геол. отд. общ. любит. естеств. антропол. и этногр., № 3, 1926.
- Роцин А. Д.* Верхнеп्लीоценова фауна півдня України. Одеський Держ. Пед. Інститут ім. К. Д. Ушинського, т. XIV, 1956.
- Смирнов Н. А.* О некоторых млекопитающих Закавказья в каменном веке. Изв. Азерб. Университета, № 3, Баку, 1923—1924.
- Церетели Д. В.* Кладбище пещерных медведей в окрестностях Накеральского перевала (пещера Цхра-Джвари). Изв. АН Аз. ССР, № 2, 1956.
- Anouchine D.* Sur les restes de *L'Ursus spelaeus* et de *Ovibos fossilis*, trouvés en Russie. Congrès intern. d'Archeologie prehistorique et d'Archeologie. II-eme session a Moscou du 1/18—8/20 aout 1892. Moscou, 1892.
- Kowalski K. Ssaki.* Zarys teriologii. Panstw. wyd. nauk. Warszawa, 1971.
- Simpson G.* The Principles of Classification and a classification of Mammals. Bull. of the Amer. Mus. of Nat. History. vol. 85, 1945.

О ГОЛОЦЕНОВОЙ ФАУНЕ ПОЗВОНОЧНЫХ ГРУЗИИ

Изменения климата, бесспорно, являлись наиболее значительным фактором, влиявшим на органический мир. Известно, например, какое огромное значение имели для животных четвертичные похолодания. Однако не меньшее влияние должны были иметь и потепления, периодически сменявшие эпохи неблагоприятного климата. Справедливость этого утверждения полностью подтверждается данными изучения послеледниковых изменений в составе фауны Грузии, характер которых почти не оставляет сомнений в том, что они были вызваны потеплением и сухостью климата.

В настоящее время мало кто оспаривает значительность влияния на органический мир последнего (вюрмского) оледенения. Без преувеличения можно сказать, что так или иначе похолодание затронуло весь органический мир и в той или иной степени сказалось почти на всех крупных ландшафтных областях. Не вдаваясь в подробности, здесь мы хотели бы только отметить, что в палеарктической области климатические условия позднего плейстоцена способствовали распространению в более широких пределах животных, приспособленных к умеренному или же умеренно-холодному климату, в результате чего некоторые из них продвинулись довольно далеко к югу, чем и объясняется парадоксальное, на первый взгляд, существование в позднем плейстоцене бореальных или даже отдельных арктических видов позвоночных в южных областях Евразии (например, в Крыму).

Естественно, что по направлению к югу интенсивность оледенения должна была убывать и, например, в Закавказье его влияние проявлялось бесспорно в значительно более смягченной и сглаженной форме, чем в районах, расположенных севернее. Исследованиями Л. И. Маруашвили (1956) убедительно доказано, что представления о чрезвычайности влияния плейстоценовых похолоданий на природу Закавказья и существовании в прошлом значительного, подобного по масштабам альпийскому, оледенения Кавказских гор (Смирнов, 1923—24; Громов, 1948), господствовавшие в прошлом, в настоящее время должны быть отвергнуты, как сильно преувеличенные и не соответствующие действительности. Согласно хорошо обоснованному мнению Л. И. Маруашвили (1956), влияние последнего (наиболее значительного) плейстоценового похолодания в Закавказье было довольно ограничено и распространялось в лучшем случае на возвышенные районы. По убеждению Л. И. Маруашвили (1956), основное отличие любой эпохи оледенения от современной должно было состоять скорее в несколько большей влажности климата, чем главным образом и было вызвано незначительное понижение среднегодовой температуры. Однако даже во время максимального

из оледенений среднегодовая температура воздуха едва ли падала более, чем на 1—1,5°. Тем не менее, в горных районах похолодание, по всей вероятности, вызвало значительное снижение вертикальной зональности ландшафта и образование довольно мощного горного оледенения, которое, как полагают (Маруашвили, 1956; Джанелидзе, 1971) намного превосходило современное горное оледенение Кавказских гор*.

Оледенение и смещение вертикальной зональности ландшафта без сомнения сильно повлияли на распространение большинства горных позвоночных Кавказа. Например, можно считать доказанным, что ареал высокогорной фауны Кавказских гор в то время располагался главным образом в средне- и низкогорных областях, а отдельные горно-лесные животные были вытеснены в предгорные районы (Смирнов, 1923—24; Бурчак-Абрамович, 1966; Даревский, 1966, 1967).

Таким образом, позднечурмская (новоэвксинно-хвалынская) эпоха, которая непосредственно предшествовала голоцену, без сомнения, несколько отличалась как по своим климато-ландшафтным условиям, так и по составу и распространению фауны позвоночных животных от современной. Существенное различие этих двух эпох, так же, как и сам по себе характер послеледниковых изменений в фауне дает вполне достаточные основания для того, чтобы с известной долей уверенности представить почти все послеледниковые изменения в фауне (изменения ареалов, колебания численности, миграции, вымирание отдельных позвоночных и пр.) в качестве приспособления к изменившимся условиям внешней среды. Этот момент, на наш взгляд, является весьма существенным для понимания послеледниковой истории животного мира в Грузии.

Одним из наиболее очевидных проявлений этих изменений следует считать вымирание большинства форм, относительно широко распространенных в позднем плейстоцене. В этом отношении мадленская эпоха (вюрм 111) явилась, как видно, переломным моментом в истории животного мира Кавказа, поскольку после нее существует уже только фауна вполне современного облика.

Впрочем, как это часто отмечается, конкретные причины вымирания плейстоценовых позвоночных во многих частных случаях еще не вполне ясны. Не исключено, например, что вымирание отдельных крупных копытных плейстоцена было вызвано влиянием человека или же какими-то другими биотическими факторами (например, конкуренция с более прогрессивными формами). И все же главной причиной исчезновения большинства плейстоценовых животных следует признать общепланетарное потепление климата, которое вызвало повсеместные преобразования фитоценозов и изменения в фауне, в том числе вымирание некоторых плейстоценовых копытных, а также связанных с ними в качестве консументов хищников. В этом отношении процесс вымирания плейстоценовых позвоночных на Кавказе мало чем отличился от вымирания позвоночных в других регионах Евразии.

Следует отметить, что такая точка зрения относительно причин вымирания вообще, разделяется, по-видимому, большинством исследова-

* Есть основания полагать (Маруашвили, 1956; Джанелидзе, 1971), что граница вечных снегов в то время пролегла в среднем на 800—900 метров ниже по сравнению с современным ее уровнем; пояс горно-луговой растительности располагался соответственно на несколько сот метров ниже, а верхняя граница леса проходила в Западной Грузии на высоте примерно 1300—1500 метров (в современную эпоху около 1800—1900) и на высоте 1600—1700 метров на южном склоне восточной части Главного Кавказского хребта.

телей четвертичной фауны. В частности, Н. К. Верещагин (1971) полагает, что наряду с другими причинами (например, влиянием человека) исчезновение большинства животных—представителей так называемой «мамонтной фауны»—могло быть связано главным образом с заменой широко распространенных в позднем плейстоцене в Восточной Европе и Сибири открытых пространств сплошным покровом тайги, образовавшейся в результате потепления.

Исследователь позднечетвертичной фауны позвоночных Урала И. Е. Кузьмина (1966, 1971) также считает, что изменения в фауне позднего плейстоцена Евразии (в том числе исчезновение части млекопитающих) были связаны с изменениями климата и растительного покрова. По мнению этого исследователя, плейстоценовые позвоночные Северного Урала были приспособлены к обитанию в условиях континентального климата, свойственного лесостепи и лесотундре, поэтому вызванное теплым климатом распространение лесов в голоцене привело к вымиранию этих позвоночных.

По Э. А. Вангенгейм (1961), сильное сокращение в конце плейстоцена—начале голоцена безлесных участков в северо-восточной Сибири привело к вымиранию в этом районе большинства крупных копытных животных плейстоцена, которые в основном питались травянистой растительностью.

Таким образом, представляется совершенно очевидным, что именно изменения абиотических факторов среды, через посредство изменений ландшафта в конце плейстоцена—начале голоцена вызвали повсеместные колебания численности миграции, а также вымирание отдельных позвоночных.

Естественно, что исчезновение всех плейстоценовых позвоночных не было и не могло быть мгновенным, и в отдельных случаях реликты позднечетвертичной фауны сохранялись в условиях подходящих биотопов сравнительно долго, иногда вплоть до среднего голоцена. Примечательно, что большинство известных нам кавказских реликтов вюрмской эпохи нашло убежище в горах Кавказа, в условиях более всего похожих на природные условия позднего плейстоцена (Бендукидзе, 1971).

Едва ли не самым характерным примером реликтов плейстоцена на Кавказе был пещерный медведь. Согласно широко распространенному мнению (Громов, 1948; Габуния, 1969 и др.), это животное жило только до вюрмской эпохи. Однако на Кавказе часть пещерных медведей, по-видимому, пережила неблагоприятные условия максимального оледенения и существовала в отдельных местах и позднее—вплоть до начала голоцена. Остатки представителей этой, сравнительно поздней, популяции медведей довольно часто встречаются в пещерах Западного Закавказья, особенно на Черноморском побережье (Бурчак-Абрамович, 1965; Церетели, 1972). Таким образом, вопреки распространенному мнению, согласно которому вымирание этого вида относится к концу среднего плейстоцена, в Грузии пещерный медведь просуществовал значительно дольше*, чем в других районах своего ареала и здесь окончательное исчезновение его следует отнести, скорее всего, к концу позднего плейстоцена.

Другим реликтом плейстоценовой эпохи на Кавказе являлась россомаха. Палеонтологические данные указывают, что в позднем плейстоцене ареал россомахи охватывал огромные пространства в пределах полосы умеренного климата Евразии. Однако в дальнейшем, в течение после-

* По некоторым данным (Бурчак-Абрамович, 1965) даже до раннего голоцена, что, впрочем, довольно сомнительно.

ледниковой эпохи, южная и юго-западная граница ареала росوماхи в Евразии неуклонно перемещалась к северу и северо-востоку, вследствие чего в наше время область ее обитания ограничивается главным образом полосой тайги и тундры. Таким образом, нынешний ареал росوماхи является лишь частью обширного позднеплейстоценового ареала и этот факт дает известное основание считать современный ареал росوماхи реликтовым (Пидопличко, 1951; Верещагин, 1959). Судя по палеонтологическим данным, в пределах Кавказа исчезновение росوماхи относится к концу позднего плейстоцена, в связи с чем остатки этого хищника здесь приобретают некоторое стратиграфическое значение.

Еще одним реликтом плейстоценовой фауны Кавказа являлся кавказский лось—*Alces alces caucasicus* N. Ver. Насколько можно судить по находкам ископаемых остатков, в плейстоцене лось, по-видимому, населял почти весь Кавказ. Остатки его известны из плейстоценовых отложений Северного Кавказа, Западной Грузии (Верещагин, 1959) и Армении (Межлумян, 1972). Не исключено, что в Грузии лось существовал и в голоцене, однако достоверных данных об этом пока что не имеется, если не считать упоминаемого Н. К. Верещагиным (1959) случая нахождения остатков лося (нижней челюсти) при археологических раскопках в Колхиде.

Хотя кавказский лось не сохранился до нашего времени, тем не менее известно (Верещагин, 1959), что почти до XVIII столетия он обитал в Предкавказье (в бассейне р. Урух). Здесь в 1946 году было обнаружено несколько черепов этого животного, которые сохранялись в дзуарах (языческих святилищах) Северной Осетии (Верещагин, 1959).

По нашему мнению, к плейстоценовым реликтам следует также причислить кавказского зубра—непосредственного потомка плейстоценовых зубров Кавказа. В голоцене ареал зубра непрерывно сокращался, постепенно локализуясь в Западном Кавказе. В историческое время местообитания зубров располагались в пределах горных лесов Центрального и Западного Кавказа. К началу XX-го столетия зубры сохранились лишь на территории, ограничивающейся верховьями нескольких левых притоков Кубани (Белой, Лабы, Урупа, Большого и Малого Зеленчука) и вскоре были полностью истреблены вследствие неограниченной охоты (Верещагин, 1959). По сведениям И. Г. Башкирова (1940), последние три экземпляра кавказского зубра были убиты в 1926 году.

Весьма характерным реликтом плейстоцена следует считать кавказского сурка. Палеобиологические данные свидетельствуют, что в прошлом сурки относительно широко были распространены в плейстоцене Кавказа. Однако в отложениях, соответствующих голоцену, остатки сурков встречаются крайне редко. Это дает известное основание считать его реликтом плейстоценовой эпохи. Характерно, что все известные до настоящего времени голоценовые находки сурков группируются в западной половине Главного Кавказского хребта, где, по всей вероятности, существовал послеледниковый рефугиум этого животного.

Время окончательного исчезновения кавказского сурка не вполне ясно, по-видимому, его следует относить к концу раннего голоцена. Однако не исключено, что он вымер еще позднее—возможно, в историческую эпоху или даже в начале прошлого столетия (Верещагин, Гептнер, Строганова, 1959; Векуа, 1962).

Вероятно, реликтом следует считать кавказского бобра, который в прошлом (в плейстоцене и первой половине голоцена) сравнительно широко населял Кавказ (Верещагин, Бурчак-Абрамович, 1959; Бурчак-Абрамович, Цицишвили, 1963; Бендукидзе, 1970). Есть основания

полагать, что последние бобры исчезли сравнительно недавно. В частности, Н. К. Верещагин и Бурчак-Абрамович (1959), а также Н. И. Бурчак-Абрамович и А. Л. Цицишвили (1962), основываясь на свидетельствах Радде (1866), Кеппена (1903), Сатуннина (1920) и других натуралистов прошлого века, считают, что местами кавказский бобр обитал примерно до XIX столетия. Однако отсутствие каких бы то ни было фактических находок, которые могли бы документально подтвердить эти предположения (наиболее поздние из них относятся к эпохе бронзы) в известной мере заставляет усомниться в том, что это животное могло дожить до столь позднего времени. Тем не менее, мы вовсе не исключаем, что в отдельных местах бобры возможно жили и позднее, например, в эпоху античности или же в средневековое время. Окончательное исчезновение бобра в Закавказье, по-видимому, было связано с интенсивной охотой на этого грызуна. Но кроме охоты немалое значение имели также экологические последствия древесной растительности поймы.

Почти все отмеченные нами реликты фауны позвоночных плейстоцена Кавказа, очевидно, не дожили даже до среднего голоцена. Под влиянием неуклонно возрастающего потепления и иссушения климата большая часть их исчезла уже в конце раннего голоцена, и только два или три вида просуществовало до исторической эпохи. Однако и эти животные (бобер, лось, зубр и др.) очень скоро были окончательно истреблены человеком.

Переход от климатических условий позднего вюрма к сравнительно теплomu климату, который характеризует послеледниковую эпоху в Закавказье, был тесно связан (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969) с известной аридностью климата, которая вызвала сокращение влажных биотопов и относительно широкое распространение сухолюбивых позвоночных, среди которых было немало характерных представителей фауны соседних областей Передней и Южной Азии. Относительно более широкое, по сравнению с концом позднего плейстоцена, распространение повсюду в Закавказье аридного биотопа убедительно доказывается как палеозоологическими, так и другими данными, и среди них, не в последнюю очередь, результатами палинологических исследований, которые указывают (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969) на интенсивное расселение в голоцене ксерофильной растительности и, наоборот, на сокращение ареалов тенелюбивой и влаголюбивой растительности.

Впрочем, в зависимости от локальных особенностей климата, ландшафта, рельефа и некоторых других причин, в различных районах Закавказья изменения, связанные с потеплением, протекали по-разному. Так, например, экспансия ксерофильных позвоночных, по-видимому, почти совершенно не коснулась Западной Грузии, где судя по палинологическим данным (Нейштадт, Хотинский, Девирц, Маркова, 1965), в отличие от большинства районов Восточного Закавказья, отмечалась известная консервативность ландшафтных условий, способствовавшая относительной устойчивости состава и ареалов фауны позвоночных. В противоположность этому в Восточной Грузии неуклонное распространение аридного биотопа оказало существенное влияние на состав и ареалы местной фауны позвоночных животных.

Наконец, в результате послеледникового потепления соответствующие изменения испытали также и ареалы большинства горных позвоночных Кавказа, которые, по мере потепления и сокращения площади горного оледенения, постепенно перемещались выше в горы, расселяясь в пределах перигляциальной области, ранее бывшей почти совершенно необитаемой из-за существования мощного оледенения гор Кавказа (Даревский, 1967).

Однако в самом начале голоцена, почти единодушно отмечаемое

всеми исследователями голоценовой эпохи, господство относительно прохладного климата (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969; Джанелидзе, 1971) все еще препятствовало, по-видимому, расселению южных теплолюбивых позвоночных, распространение которых в это время, судя по палеонтологическим данным, ограничивалось, по преимуществу, южными районами Грузии. Кроме того, отмечаемое в пыльцевых спектрах раннего голоцена обилие пыльцевых зерен хвойных и других мезофильных и влаголюбивых пород деревьев (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969), свидетельствуя о сравнительно широком распространении повсюду участков сырых биотопов, наводит на мысль о подчиненной роли, которую играли в зооценозах того времени ксерофильные животные, адаптированные к ландшафтным условиям открытых пространств. Последнее подкрепляется и собственно палеонтологическими данными, в частности широким распространением в раннеголоценовых отложениях (в том числе в пределах таких районов Восточной Грузии, которые в современную эпоху отличаются ярко выраженным аридным климатом и ландшафтом) остатков животных—характерных обитателей увлажненных биотопов (зубр, олень, косуля, кабан, бобр и др.).

Однако уже в начале среднего голоцена, в связи с еще большим потеплением и сухостью климата, ареалы многих позвоночных испытывают новые, весьма существенные перестройки. В это время представители высокогорной фауны Кавказа (тур, серна, прометея полевка, тетерев, улар и др.) проникают еще выше в горы и расселяются в пределах перигляциальной области сильно сократившегося в размерах оледенения. Выше в горы Кавказа проникают также некоторые эндемичные рептилии, в частности скальные ящерицы (Даревский, 1966, 1967), которые расселившись на освободившейся от влияния ледника территории, образовали здесь совершенно новые, высокогорные подвиды. Надо полагать, что именно к этому времени относится начало обособления в пределах гор Малого и Большого Кавказа независимых участков в прошлом единого ареала высокогорных позвоночных Кавказа, которые ранее, в конце позднего плейстоцена, по-видимому, сообщались (Верещагин, 1959) через Имеретинское плоскогорье и Сурамский хребет.

Сухость климата вызвала довольно значительное сокращение и разрывы (дизъюнкции) ареалов у многих мезофильных позвоночных, некоторые из которых в наиболее аридных областях (например, в Восточном Закавказье) сохранились в пределах очень небольших участков (Верещагин, 1949, 1959) в качестве реликтов. Характерные примеры подобных реликтов, которые хорошо иллюстрируют направление изменений климата Восточной Грузии в послеледниковое время, рассматривает специально занимавшийся этим вопросом Н. К. Верещагин (1959).

Известно, например, что в современную эпоху кроты совершенно не обитают в пределах большей части засушливых низменных районов Восточной Грузии. Тем не менее небольшая реликтовая популяция *Talpa caucasica*, которая сохранилась несколько восточнее Тбилиси, в Караязском лесу, дает основание полагать (Верещагин, 1940, 1959), что в прошлом (по всей вероятности, в раннем голоцене) это животное встречалось здесь в пределах значительно большей территории. По сообщению Н. К. Верещагина (1949, 1959), в Восточном Закавказье местами (например, в Азербайджане) точно такой же, реликтовый характер, по-видимому, имеет распространение обыкновенного ежа, лесной сови, лесной мыши, болотной черепахи, озерной лягушки и некоторых других, которые населяют лишь локальные участки соответствующего, по мнению Н. К. Верещагина (1949, 1959) также реликтового, влажного биотопа, существующего здесь в условиях в целом крайне аридного полупустынного ландшафта Кобыстана и Апшеронского полуострова.

Другой пример такого же рода—разрыв ареала, отмечаемый И. С. Даревским (1966, 1967) у некоторых мезофильных рептилий, в частности у одного из видов скальных ящериц—*Lacerta dahli*. По сообщению этого исследователя, основной ареал этой, приспособленной к условиям относительно влажного и сравнительно прохладного климата, формы скальной ящерицы в современную эпоху находится в Южной Грузии и Армении, в интервале высот 900—1800 метров от уровня моря. Однако две реликтовые ее популяции, которые существуют на значительно более низком уровне, в жаркой и сухой долине реки Куры (возле Карели) в окружении условий, совершенно не типичных для этой рептилии, указывают на значительно более широкое распространение в прошлом *L. dahli*. По мнению И. С. Даревского, столь заметное сокращение и перемещение выше в горы ареала *L. dahli* было вызвано климатическими условиями ксеротермического максимума эпохи среднего голоцена.

В среднем голоцене, по-видимому, сложились наиболее благоприятные условия для распространения сухолюбивых позвоночных. В это время в Восточном Закавказье еще шире расселяются как местные сухолюбивые формы, так и термофильные элементы переднеазиатского происхождения: кулан, ушастый еж, разные песчанки, джейран, полосатая гиена, безоаровый козел, дикий баран и другие. Показательно, что именно в среднем голоцене отдельные представители ксерофильной фауны позвоночных (тушканчик, дикий баран, дикая лошадь) вновь после значительного перерыва, прошедшего со времени предыдущей межледниковой эпохи, появляются в Западной Грузии, в частности в пределах карстового Имеретинского нагорья. С ксеротермической эпохой среднего голоцена, вероятно, было связано также и более широкое распространение некоторых горных рептилий Кавказа. По данным И. С. Даревского (1966), теплые и сухие условия этой эпохи позволили отдельным видам пресмыкающихся (*Lacerta rudis*, *Lacerta gracilis*), которые ранее были распространены лишь на Южном склоне Главного Кавказского хребта, преодолеть водораздел и расселиться в пределах северного склона.

Относительно широкое распространение ксерофильных элементов фауны позвоночных в Грузии, характерное для среднего голоцена, сохранилось (несмотря на некоторое увлажнение и похолодание климата) и позднее—в начале позднего голоцена. Более того, под влиянием изменений, связанных с антропогенным влиянием (в первую очередь, под влиянием образования открытых пространств, вызванного истреблением лесов), в позднем голоцене уже вне зависимости от климатических факторов продолжается неуклонное дальнейшее расселение сухолюбивых позвоночных обитателей открытых и полукрытых пространств, и этот процесс интенсивно происходит и в настоящее время.

Такова в наиболее общих чертах послеледниковая история фауны позвоночных в Грузии. Она представляет собой довольно характерный пример трансформации в направлении приспособления к изменившимся условиям внешней среды и в этом смысле дает возможность восстановить механизм аналогичных изменений, которые происходили в еще более далеком прошлом. Характер этих изменений убедительно доказывает существенную роль абиотических факторов внешней среды, на первый взгляд не имеющих прямого отношения к этим изменениям. Изучение влияния этих факторов доказывает, что климатические изменения, наряду с некоторыми другими не менее существенными причинами могли иметь, и действительно иногда имели, огромное влияние на мир животных.

ЛИТЕРАТУРА

- Башкиров И. Г.* Кавказский зубр. Изд. Ком. по заповедникам. 1940.
- Бендукидзе О. Г.* Бобр в голоцене Грузии. Сообщения АН ГССР, 58, 2, 1970.
- Бендукидзе О. Г.* Позднечетвертичные реликты фауны позвоночных Кавказа. XVII научная сессия Института палеобиологии. Тезисы докладов. 1971.
- Бурчак-Абрамович Н. И.* Фауна пещерных стоянок Южной Абхазии. В сб.: «Пещеры Грузии», 3, 1965.
- Бурчак-Абрамович Н. И.* Птицы верхнепалеолитической стоянки пещеры Гварджилас-Клде в Имеретии. В сб.: «Пещеры Грузии», № 4, 1966.
- Бурчак-Абрамович Н. И., Цицишвили А. Л.* Речные бобры в Грузии. Сообщения АН ГССР, XXXII, 2, 1963.
- Вангенгейм Э. А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. Тр. Геол. Ин-та, вып. 48, М., 1961.
- Векуа А. К.* Ахалкалакская нижнеплейстоценовая фауна млекопитающих. Тбилиси, 1962.
- Верещагин Н. К.* Новые находки ископаемых и современных млекопитающих в Закавказье за период 1935—1940 гг. Изв. Азерб. фил. АН СССР, 6, 1940.
- Верещагин Н. К.* Плейстоценовые реликты Кабристана и Апшеронского полуострова. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. биол., LIV (4), 1949.
- Верещагин Н. К.* Млекопитающие Кавказа. Л., 1959.
- Верещагин Н. К.* Охоты первобытного человека и вымирание плейстоценовых млекопитающих в СССР. В сб.: «Материалы по фаунам антропогена СССР», 1971.
- Кузьмина И. Е.* Формирование териофауны Северного Урала в позднем антропогене. В сб.: «Материалы по фаунам антропогена СССР», 1971.
- Маруашвили Л. И.* Целесообразность пересмотра существующих представлений о палеогеографических условиях ледникового времени на Кавказе. 1956.
- Межлумян С. К.* Палеофауна эпох энеолита, бронзы и железа на территории Армении. 1972.
- Нейштадт М. И., Хотинский Н. А., Девириц А. Л., Маркова Н. Г.* Имнатское болото. Сб.: «Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода», 1965.
- Пидопличко И. Г.* О ледниковом периоде. 1951.
- Радде Г. И.* Путешествие в Мингрельских Альпах и в трех их верхних долинах. Зап. Кавк. отд. Русск. Геогр. о-ва, VII, 1866.
- Сатунин К. А.* Млекопитающие Кавказского края; т. II, 1920.
- Смирнов Н. А.* О некоторых млекопитающих Западного Закавказья в каменном веке. Изв. Азерб. у-та, № 3, 1923—24.
- Тумаджанов И. И., Гогичайшвили Л. К.* Основные черты послехвалынской истории лесной растительности Иорской низменности (Восточная Грузия). 1969.
- Церетели Л. Д.* Остатки пещерного медведя в Квачара и Яштхва. Сб.: «Археологические исследования в Грузии в 1969 году». 1971.
- Верещагин Н. К., Бурчак-Абрамович Н. И.* История распространения и возможности восстановления речного бобра (*Castor fiber* L.) на Кавказе. Зоол. журнал, т. XXXVII, вып. 12, 1959.
- Верещагин Н. К., Гептнер В. Г., Строганова А. С.* О времени и причинах вымирания кавказского сурка. Научные докл. высшей школы, сер. биол. наук, 2, 1959.
- Габуния Л. К.* Вымирание древних рептилий и млекопитающих. 1969.
- Громов В. И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. Ин-та геол. наук; вып. 64, геол. серия (17), 1948.
- Даревский И. С.* Разрывы ареалов некоторых горных ящериц Кавказа и вероятные причины их образования в свете современных палеогеографических данных. Четвертая межвузовская зоогеографическая конференция. Тезисы докладов. 1966.
- Даревский И. С.* Скальные ящерицы Кавказа. Л., 1967.

- Джанелидзе Ч. П.* Изменения физико-географических условий Грузии в голоцене. Автореферат диссертации. 1971.
- Кеппен Ф. П.* О прежнем и нынешнем распространении бобра в пределах России. Журн. Министерства нар. просвещения. 1902.
- Кузьмина И. Е.* Об истории ареалов млекопитающих Северного Приуралья (на протяжении верхнего антропогена). Четвертая межвузовская зоогеографическая конференция. Тезисы докладов. 1966.

О СТРОЕНИИ МОРСКИХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТЕРРАС МЕЖДУ ГОРОДАМИ СУХУМИ И СОЧИ

История исследования морских террас сочинско-сухумского побережья достаточно подробно освещена в монографиях П. В. Федорова (1963) и Д. В. Церетели (1966). Здесь же мы только отметим, что по мнению одних авторов морские террасы от Туапсе до Сухуми характеризуются постоянством высот, а по мнению других— высоты одних и тех же террас на различных участках побережья значительно изменяются. Поскольку наши наблюдения показали, что при движении вдоль указанного побережья меняются не только высоты террас, но и их порядковые номера над уровнем моря, оказалось необходимым давать им в ряде случаев местные названия. В окрестностях г. Сухуми нами выделяется 7 четвертичных террас, четыре из которых содержат фауну моллюсков.

Первая Черноморская (голоценовая) терраса имеет ширину 2—3 км и высоту 3—5 м (первая цифра здесь и далее обозначает высоту террасы над уровнем моря у бровки, а вторая—у тылового шва). Как показали буровые работы, до глубины 10 м ниже уровня моря первая терраса сложена эпиконтинентальными осадками: серовато-коричневыми и серыми глинами с двумя-тремя прослоями погребенных торфов (Рухадзе, Соловьев, 1964). Выходы морских отложений этой террасы на поверхность были обнаружены А. Л. Козловым (1932) лишь в 2 км от берега моря, в долине р. Беслетки, где им была собрана фауна моллюсков древнечерноморского типа.

Выделенные в Северо-Восточном Причерноморье в разное время террасы: Новозвксинская (Эберзин, Ивченко, 1947), Сурожская (Попов, 1957) и позднекарангатская (Федоров, 1963) в окрестностях Сухуми (и, видимо, вообще на абхазском побережье) являются погруженными ниже уровня моря, поэтому порядковых номеров мы им не даем.

Вторая Сочинская (раннекарангатская) терраса, содержащая у г. Сочи в своих отложениях фауну средиземноморского типа, имеет ширину в окрестностях г. Сухуми 300—400 м и высоту 8—9 м, то есть намного меньшую, чем у г. Сочи. Впервые эта терраса была выделена в 6 км к юго-востоку от Сухуми, близ устья р. Маджарки, А. Л. Козловым (1932) без указания возраста. П. В. Федоровым (1963) в районе г. Сухуми она не была отмечена.

Сложена вторая терраса галечниками, суглинистый заполнитель которых содержит большое количество марганцево-железистых соединений. На поверхности галечных отложений данной террасы, вскрывающихся в бортах русла р. Гнилушки, в 100 м к юго-востоку от сухумского ж.-д. вокзала, нами было найдено несколько позднемустьерских крем-

невых орудий (археологические определения производились Л. Н. Соловьевым).

Третья Эшерская терраса высотой 12—18 м и шириной 70—80 м выделяется в основании правого склона приустьевой части долины р. Гумисты, впадающей в море в 8 км к западу от г. Сухуми. В 2 км от берега моря, в овражке, прорезающем эту террасу, среди светло-коричневых глинистых песков на высоте 15—16 м над уровнем моря Л. Н. Соловьевым в 1937 г. была обнаружена фауна моллюсков, изучавшаяся А. Г. Эберзиным (1940). Последним было установлено, что в нижней части данного обнажения присутствует фауна узунларского типа, переходящая постепенно вверх по разрезу в фауну средиземноморского типа. Кроме видов, отмеченных А. Г. Эберзиным, Г. И. Поповым среди наших сборов из нижней части этого обнажения были определены *Didacna* sp. indet., *Dreissensia caspia* Eicw., *Clessiniola* sp. indet., а из верхней части обнажения, не отделенной никаким видимым перерывом, *Abra ovata* (Phil.), *Hydrobia ventrosa* (Mtg.), *Tellina* ? sp., *Spisula subtruncata* (Costa), *Macra* sp., что подтвердило вывод А. Г. Эберзина о постепенной смене фауны вверх по разрезу.

В залегающих над морскими слоями описываемой террасы светло-коричневых тонкослоистых глинах нами совместно с Н. К. Ратиани были обнаружены отпечатки листьев железного дерева, лавра благородного и других видов, произраставших, видимо, в условиях более теплого климата, чем современный (Ратиани, Соловьев, 1965).

Отложения рассматриваемой террасы выполняют древний, заходящий на расстояние более двух километров в долину р. Гумисты, эстуарий и прислоняются к уступу более высокой, четвертой террасы. Цоколь третьей террасы, выработанный в плотных дочетвертичных темно-серых глинах, появляется на поверхности в двух километрах от берега моря и имеет абсолютную отметку около 10 м.

В покровных отложениях данной террасы, сопоставляемой нами предположительно с Ашейской террасой, А. Б. Островским (1968), Л. Н. Соловьевым (1940), а позднее В. П. Любиным, В. М. Муратовым и В. Е. Щелинским были сделаны находки каменных орудий эпохи мустье.

Четвертая Гудаутская (эвксинско-узунларская?) терраса имеет у г. Сухуми высоту 32—34 м и ширину несколько сот метров. Описание ее отложений, обнажающихся против железнодорожного депо, приведено в работе П. В. Федорова (1963). Здесь выделяются две толщи глин мощностью по 2—2,5 м (представляющих, по всей вероятности, лагунные отложения), разделенных горизонтом погребенной болотной почвы, обогащенной обуглившимися растительными остатками. Глины нижней толщи подстилаются крупно-галечными отложениями мощностью 2—3 м, замещающими собой по направлению к востоку все перечисленные осадки. Проследивание этой террасы в северо-западном направлении показало, что именно к ней относится обнажение буровато-желтых песков с древнеэвксинской фауной на правобережье р. Гумисты, в полувыемке старого Новороссийского шоссе, описанное в 1932 г. А. Л. Козловым. Кровля слоя с фауной располагается в этом обнажении на высоте 16 м над уровнем моря. Наличие в данном пункте древнеэвксинской фауны было подтверждено А. Г. Эберзиным (1940) и П. В. Федоровым (1963), а также, по нашим сборам, Г. И. Поповым. Кроме видов, определенных А. Г. Эберзиным и П. В. Федоровым, нами были собраны раковины *Didacna* cf. *nalivkini* Wass., *Dreissensia distincta*, *Melanopsis* sp. По-видимому, из этого же обнажения И. Г. Тактакишвили по сборам Дж. И. Мамаладзе определена фауна древнеэвксинского типа, сменяющаяся вверх по разрезу фауной узунларского типа (Федоров, 1963; Мамаладзе, 1969).

Выше песков, содержащих перечисленную фауну, залегает толща желтовато-бурых глин с линзами гравия и редкими древесными остатками. Мощность этих глин, аналогичных глинам верхней части обнажения рассматриваемой террасы против депо сухумского вокзала и являющихся, по всей вероятности, осадками той же лагуны, составляет 7—8 м. Покровные суглинки четвертой террасы, по данным Л. Н. Соловьева (1940, 1971), содержат раннемустьерские кремневые орудия в непереотложенном залегании. Учитывая состав фауны моллюсков, а также положение этой террасы среди других, можно сделать предположение о том, что ее формирование происходило в узунларском веке. В более северных районах побережья ей, вероятно, соответствует Пшадская терраса.

Пятая Сухумская (палеотирренская) терраса имеет высоту 43—55 м и ширину 200—300 м. Сложена она легко размываемыми песчанистыми осадками и ее поверхность против сухумского ж.-д. вокзала имеет почти ту же высоту, что и поверхность примыкающей к ней с запада более молодой четвертой террасы, вследствие чего предыдущие

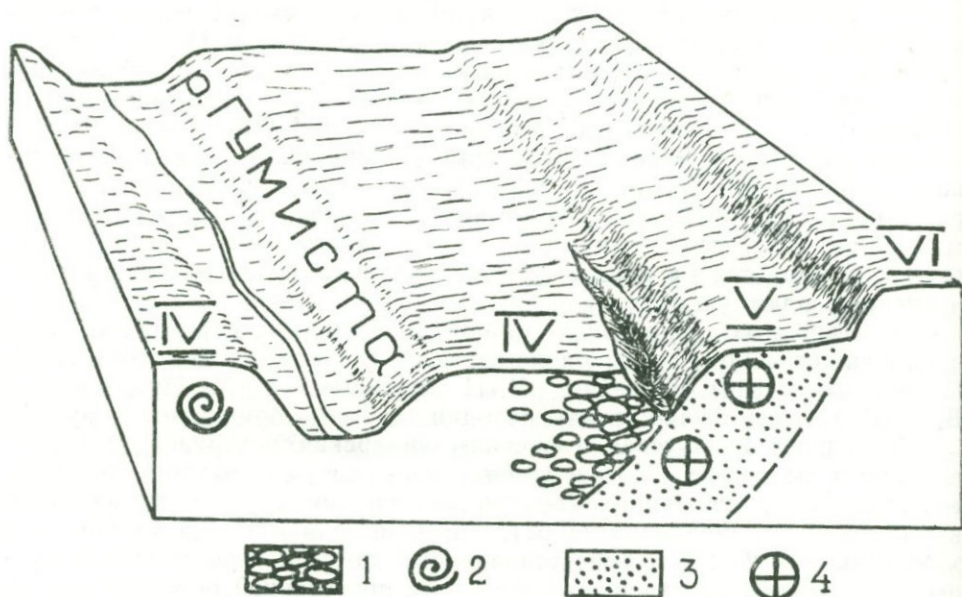


Рис. 1. Соотношение вновь выделенной V террасы окрестностей Сухуми с выше- и нижележащей террасами.

1—галечник IV-й террасы; 2—фауна древне-эвксинского типа, переходящая (по мнению П. В. Федорова и Дж. И. Мамаладзе) вверх по разрезу в фауну узунларского типа; 3—пески; 4—фауна средиземноморского типа.

исследователи считали обе эти террасы за одну. Вводило в заблуждение также и то, что линия причленения четвертой террасы к пятой проходит в данном месте не параллельно, как обычно, берегу моря, а почти перпендикулярно ему. Это объясняется тем, что отложения морских террас, включая четвертую и пятую, на данном участке побережья накапливались в эстуарии, возникавшем в эпохи антропогенных трансгрессий в устьевой части долины Гумисты. В 150—200 м к северо-западу от Сухумского ж.-д. вокзала пятая терраса имеет четко выраженный в рельефе уступ высотой от 6—7 до 11 м, отделяющий ее от более молодой четвертой (рис. 1).

Сложена пятая терраса в основном тонкозернистыми глинистыми песками, окрашенными в желтовато-серый цвет. Пески местами слабоцементированы и заключают прослой светло-коричневых глин мощностью 1—1,5 м, а в верхней части отложения имеется мелкий галечник. В песках слагающих пятую (Сухумскую) террасу, Л. Н. Соловьевым в 1936 г. была обнаружена фауна моллюсков, среди которой А. Г. Эберзиным (1940) были определены: *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Scrobicularia plana* da Costa, *Cardium edule* L., *Tapes* sp., *Tapes* cf. *calverti* Newt., *Tapes* ex gr. *pullastra* Mtgu, *Maetra* cf. *subtruncata* da Costa. Из этого списка, как указывает А. Г. Эберзин, два вида типично карпатские: *Scrobicularia plana* и *Tapes calverti*. Вместе с тем он подчеркивает бедность данной фауны родами и чрезвычайно плохую ее сохранность. Кроме названных видов моллюсков, П. В. Федоровым (1963,) констатируется присутствие там раковин *Cardium exiguum* Gmel., *Venus gallina* L., *Syndesmia ovata* Phil., *Mytilaster* cf. *lineatus* Gmel., *Dreissena polymorpha* Pall., *Didacna*. Последние два вида в обломках и плохой сохранности. По мнению В. П. Колесникова и П. В. Федорова (1963), слои, заключающие данную фауну, не могут быть моложе узунларских. Среди наших сборов фауны из этого обнажения Г. И. Поповым были определены *Cardium* sp., *Dreissena* sp., *Venus* sp., *Scrobicularia* sp., *Tapes* sp., *Maetra* sp., а Л. А. Невесской—*Paphia senescens* (Coc.), *Cerastoderma edule* Reeve, *Scrobicularia Plana* (Costa), *Mytilus galloprovincialis* Lmk.

В слое светло-коричневых глин, залегающих в том же обнажении несколько выше песков с фауной, А. А. Колаковским (1952) были определены отпечатки листьев *Alnus barbata*, *Castanea sativa* Mill., *Rhododendron ponticum* L. Последний вид, по его данным, известен в плиоцене Болгарии и в пластах чауды Гурни. Общая мощность песчано-глинистых слоев данной террасы составляет около 40 м, причем, как показало обследование естественных обнажений и находки в стенках колодцев, фауна средиземноморских моллюсков встречается от 0 до 40 м над уровнем моря.

По данным Л. Н. Соловьева (1971), для верхнего яруса покровных образований рассматриваемой террасы, представленного желто-бурыми суглинками характерны кремневые орудия эпохи мустье, а для нижнего их яруса, выраженного красновато-бурыми глинами—орудия эпохи ашеля (залегающие в непереотложенном состоянии). Согласно данным И. К. Ивановой (1965) и других исследователей, культура ашеля приходится на миндель-рисское межледниковье и, как указывает Н. И. Кригер (1962), приурочена по южным берегам Средиземного моря к нижнему ярусу покровных образований палеотирренской террасы, имеющей там высоту 30—40 м.

Выделение самостоятельно существующей пятой (Сухумской) террасы, содержащей средиземноморскую фауну и являющейся более древней, чем эвксинно-узунларская терраса, позволяет заключить, что в истории Черного моря имела место фаза осолонения, предшествовавшая узунларской. На возможность осолонения Черного моря еще в раннем антропогене указывалось Р. Хёрнесом (1909), Н. И. Андрусовым (1925), Л. А. Варданянцем (1948, 1959), Г. И. Горецким (1955), П. В. Федоровым и др. (1961), А. И. Москвитиним (1965) и другими исследователями. Эта фаза осолонения Черноморского бассейна, во время которой, как теперь выяснено, накопилась 40-метровая толща осадков Сухумской террасы, сопоставляется нами с палеотирренской (тиррен 1) трансгрессией Средиземного моря, имевшей место в миндель-рисскую (лихвинскую) межледниковую эпоху, когда соленые океанические воды, за-

полнив впадину Средиземного моря, начали поступать в Черное море. По данным радиометрического анализа (Зубаков, 1968) палеотирренская трансгрессия происходила в интервале 370—210 тыс. лет назад.

Признаки древнего осолонения Черного моря в виде находок раковин средиземноморских моллюсков (*Ostrea*, *Mytilus* и др.) среди отложений террасы высотой 85—106 м имеются и в более северных районах Черноморского побережья (Пчелинцев, 1931).

Аналогом сухумских (палеотирренских) слоев на побережье Азовского моря являются, вероятно, бурые супеси, залегающие на высоте 20—25 м над уровнем р. Дон, у г. Азова, в которых В. В. Богачевым (1928) были обнаружены раковины *Tapes Dianae* и *Cardium edule*. Карантатскими они не могут являться по той причине, что кровля последних в устьевой части долины Дона располагается ниже уреза воды (Попов, 1961).

В свете вышеизложенного, находки элементов средиземноморской фауны в самых низах древнеэвксинских отложений в районе Джубга-Туапсе (Федорова и др., 1961) могут рассматриваться как реликт фауны преддревнеэвксинского (сухумского) бассейна.

Выше пятой (сухумской) террасы на склонах приморской возвышенности окрестностей Сухуми выделяется шестая (Гульрипшская) терраса шириной 300—400 м и высотой 58—65 м с цоколем из неогеновых конгломератов высотой 33 м над уровнем моря; седьмая (Яштухская) терраса, имеющая высоту 80—155 м, ширину 2—3 км и цоколь, выработанный в тех же конгломератах на высоте 70 м над уровнем моря. О принадлежности этих террас к плейстоцену свидетельствует находка Ш. В. Лашхия (1957) в отложениях Яштухской террасы пыльцы пихты и березы, указывающих, по его мнению, на время, близкое к оледенению.

Переходя к вопросу об изменениях высотного положения террасовых уровней, необходимо отметить, что относительно лучшую сохранность между городами Сухуми и Гудаута, отстоящими друг от друга на 45 км, имеет четвертая (Гудаутская) терраса. Она, как указывалось выше, прослежена нами на местности от депо ж.-д. ст. Сухуми до правобережья р. Гумисты. Далее к западу, между с. Нижние Эшеры и курортным пос. Новый Афон развиты крупные оползни и морские террасы почти не сохранились. Западнее Нового Афона, расположенного в 20 км к западу от г. Сухуми, вновь появляется довольно хорошо выраженная в рельефе терраса, сходная по строению с четвертой террасой окрестностей Сухуми, но имеющая высоту 22—24 м, то есть на 10 м меньшую, чем у г. Сухуми. Забегая несколько вперед, отметим, что у пос. Новый Афон, по данным Е. Е. Милановского (1968), проходит поперечная флексура, отделяющая относительно более приподнятый восточный блок от опущенного западного.

В 2 км юго-восточнее г. Гудаута, южнее дома отдыха «Стронтель», в составе этой террасы под 8-метровой толщиной палео-бурых глин, содержащих в основании редкие растительные остатки и являющихся, видимо, лагунными отложениями, обнажаются конгломераты мощностью 2,5 м, заключающие в себе фауну моллюсков, признанную А. Г. Эберзиным (1940) узунларской. Кроме видов, перечисленных А. Г. Эберзиным, нами были собраны здесь *Abra ovata* (Phil.), *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissensia* aff. *caspia* Eichw., *Clessintolla* sp., *Theodoxus fluviatilis*., *Didacna* sp. indet, *Didacna* ex gr. *pontocaspia* Pavl. var. I, *Didacna* ex gr. *pontocaspia* Pavl. var. II, *Pholas* ? sp. По мнению Г. И. Попова, определявшего наши сборы из этого обнажения, данная фауна является узунларской.

Путем непосредственного прослеживания рассматриваемой террасы

на местности от дома отдыха «Строитель» в сторону г. Гудаута нами было установлено, что она быстро снижается в северо-западном направлении. В приморском парке, против центра г. Гудаута, эта терраса имеет высоту 14—15 м, а в 1 км к северо-западу, у окраины г. Гудаута, высота ее составляет всего 8 м у тылового шва и 2—3 м у бровки, причем, нижний ярус ее покровных суглинков, имеющий красновато-бурюю окраску, уходит своей подошвой под уровень моря. Все более молодые террасы находятся здесь ниже уровня моря. В красновато-бурых покровных суглинках этой террасы, близ северо-западной окраины г. Гудаута, А. Л. Лукиным и Л. Н. Соловьевым были найдены кремневые орудия, в том числе ряд типичных раннемустьерских остроконечников (Лукин, 1950), характерных также для нижнего яруса покровных образований 32-метровой террасы окрестностей Сухуми.

Слои рассматриваемой террасы (названной нами Гудаутской), содержащие у с. Нижние Эшеры, близ г. Сухуми, фауну древнеэвксинского типа формировались, видимо, во время первой половины трансгрессии, когда бассейн Черноморской впадины не имел связи со Средиземным морем. Уровень, отвечающий кровле этих слоев, находится в окрестностях г. Гудаута, видимо, ниже нулевой отметки. Слон с фауной узунларского типа, обнаруженные в последнее время в обнажении этой террасы Дж. И. Мамаладзе (1969) на правом берегу р. Гумисты, у с. Нижние Эшеры, и слон с узунларской фауной в 2 км к юго-востоку от г. Гудаута, у дома отдыха «Строитель», образовались, по всей вероятности, во время заключающей фазы той же трансгрессии, когда начался приток соленых вод из средиземноморского бассейна.

В пределах располагающейся в нескольких километрах к западу от г. Гудаута Мюссерской возвышенности, сложенной неогеновыми конгломератами, морские террасы выражены слабо и в их отложениях фауна неизвестна.

Широкое развитие морские террасы получают на правом берегу р. Бзыби. Высоты их составляют там 5—6, 16—17, 25—30, 40—45, 60 и 70—75 м. Прослеживание наиболее хорошо сохранившейся пятой террасы в северо-западном направлении показало, что на протяжении 14 км (от ж.-д. ст. Бзыбь, до г. Новая Гагра) она снижается до уровня первой террасы и сливается с ней, а все более молодые террасы погружаются ниже уровня моря (Соловьев, 1965).

Северо-западнее г. Гагра к берегу моря подступают крутые, сложенные мезозойскими известняками склоны Гагринского хребта и морские террасы почти не выражены. К западу от Гагринского хребта Д. В. Церетели отмечены террасы высотой 5—6, 15—18, 35—40, 60—70 и 100—110. Вторая из этих террас, по данным Л. Н. Соловьева (1971), у с. Гантиади имеет высоту 8—10 м и им обнаружена там в ее отложениях фауна моллюсков карангатского типа. В направлении к северо-западу от с. Гантиади высота этой террасы постепенно увеличивается, достигая у с. Леселидзе и пос. Адлер 14—18 м, а у г. Сочи, где она описана П. В. Федоровым под названием раннекарангатской, — 24—25 м. Увеличение высоты этой террасы на 10 м по направлению от Адлера к Сочи было установлено еще В. Н. Петропавловским (1932), а позднее Л. Д. Шорыгиной.

Сравнение результатов наших наблюдений с данными о строении террас к северо-западу от г. Сочи, приводимыми в работе П. В. Федорова (1963), показывают, что морские террасы сочинско-сухумского побережья отличаются от одновозрастных им террас туапсинско-лазаревского побережья не только меньшими высотами над уровнем моря (рис. 2), но также отсутствием или небольшой высотой цоколей, значи-



Рис. 2. Схема уровней морских террас сочинско-сухумского побережья. 1—уровни, прослеживающиеся на местности; 2—уровни, установленные по единичным замерам.

тельно более низким расположением кровли морских отложений и их большей мощностью. Меньшая приподнятость морских террас сочинско-сухумского побережья относительно террас более северных районов побережья, а также наличие на отдельных участках значительного продольного наклона их поверхности (от г. Сочи к пос. Гантиади, от ж.-д. ст. Бзыбь к г. Новая Гагра, от пос. Новый Афон к г. Гудаута) являются следствием того обстоятельства, что сочинско-сухумское побережье на

протяжении антропогена значительно отставало в поднятии от более северных районов Черноморского побережья и в его пределах происходили резко дифференцированные (блоковые) движения, развивающиеся на фоне общего сводового поднятия. Эти выводы находятся в полном соответствии со схемой тектонического районирования Кавказа Е. Е. Милановского и не противоречат взглядам на тектонику Черноморского побережья Кавказа, изложенным в работе Н. Е. Астахова (1967). Как указывается Е. Е. Милановским (1968), сочинско-сухумское побережье резко отличается историей своего тектонического развития от лазаревско-гуапсинского побережья. Последнее относится им к Лазаревской ступени, ограниченной глубинными разломами и испытавшей поднятие в течение всей нетектонической стадии, в то время как участок побережья между городами Сочи и Сухуми относится к разбитой разломами краевой зоне Рионского межгорного прогиба, втянутой в поднятие лишь на позднеорогенной стадии развития сводово-глыбового сооружения Большого Кавказа.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря. *Bull. intern. de L'Acad. des Sciences de Boheme*, 1925.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. ин-та геол. наук АН СССР, М.—Л., 1938.
- Астахов Н. Е. Развитие юго-восточных берегов Черноморской впадины в плиоценово-четвертичное время. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. XLII (2), 1967.
- Варданянц Л. А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1948.
- Варданянц Л. А. О стратиграфическом положении карангатских отложений Черного моря. Сб. трудов геол. инст. АН ГССР, Тбилиси, 1959.
- Горецкий Г. И. О возрастных соотношениях узунларской и карангатской трансгрессий. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 30, № 2, 1955.
- Громов В. И. Итоги изучения геологических условий нахождения палеолита на Кавказе и его значение для четвертичной стратиграфии. Бюл. Комис. по изуч. четвертичн. периода, №№ 6—7, 1940.
- Дзевелая М. Ф. О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.
- Зубаков В. А. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена. Доклады на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга, VIII—XIV, 1960—1966, «Наука», Л., 1968.
- Иванова И. К. Геологический возраст ископаемого человека. «Наука», М., 1965.
- Ильин С. И. Новые данные о плиоцене Гурии. Изв. Главн. развед. Управл. (ГГРУ), т. 49, № 4, 1930.
- Козлов А. Л. Предварительный отчет о геологических исследованиях в б. Сухумском уезде в 1929 г. Изв. Всес. геол.-развед. объедин., т. 51, вып. 68, 1932.
- Колаковский А. А. Плиоценовая флора Сухуми. Труды Сухумского ботанического сада, вып. VII, Сухуми, 1952.
- Кригер Н. Н. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. Изд. АН СССР, 1962.
- Куфтырева Н. С., Лашихия Ш. В., Мгеладзе К. Г. Природа Абхазии. Абгосиздат, Сухуми, 1961.
- Лашихия Ш. В. О яштукской флоре. ДАН СССР, т. 112, № 6, 1957.
- Лашихия Ш. В. О генезисе террас Черноморского побережья Кавказа. Изв. АН СССР, гор. геогр., № 4, 1961.
- Лукин А. Л. Неолитическое селище Кистрик близ с. Гудаута. «Советская археология», XII, М.—Л., 1950.

- Мамаладзе Дж. И.* К истории развития рельефа Приморской Абхазии. Сообщ. АН ГССР, т. 55, № 3, 1969.
- Милановский Е. Е.* Новейшая тектоника Кавказа. «Недра», М., 1968.
- Москвитин А. И.* Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. Труды геол. лист. АН СССР, вып. 156, 1967.
- Островский А. Б.* Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г. Анапа и устьем р. Шахе). Автореферат диссертации. Ростов-на-Дону, 1968.
- Петропавловский В. Н.* К вопросу о Черноморской трансгрессии. Изв. Гос. геогр. об-ва. т. LXIV, вып. 4—5, 1932.
- Попов Г. И.* Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина. Труды комис. по изучен. четвертич. периода, XIII, 1957.
- Попов Г. И.* Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. Материалы совещ. по изуч. четвертич. периода, т. II, 1961.
- Пчелинцев В. Ф.* Гидрогеологические исследования в Туапсинском районе Черноморского побережья. Труды Всес. геол.-разв. объедин. ВСНХ СССР, вып. 171, 1931.
- Ратиани Н. К., Соловьев Б. Л.* О возрасте ископаемой флоры Бумисты. Сообщ. АН ГССР, т. 41, вып. 2, 1966.
- Рухадзе Л. П., Соловьев Б. Л.* Голоценовая флора погребенных торфяников Сухуми. Труды Сухумского ботанического сада. Сухуми, 1964.
- Соловьев Б. Л.* О тектонической деформации четвертичных террас у г. Новая Гагра. Бюл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., т. 43 (6), 1968.
- Соловьев Л. Н.* Первобытное общество на территории Абхазии. (Природа и человек нижнего и среднего палеолита Абхазии) Изд. «Алашара», Сухуми, 1971.
- Федоров П. В., Гептнер А. Р., Муратов В. М.* О времени появления средиземноморских элементов в фауне Черного моря. ДАН СССР., т. 138, № 1, 1961.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 88, М., 1963.
- Церетели Д. В.* Плейстоценовые отложения Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси, 1966.
- Шанцер Е. В.* Условия залегания и геологическая датировка абхазского палеолита. Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 6—7, 1940.
- Эберзин А. Г.* О фауне из морских террас Абхазии. Бюл., комис. по изуч. четвертич. периода, № 6—7, М.—Л., 1940.
- Эберзин А. Г., Ивченко П. И.* Карангатская и новоэвксинская террасы г. Сочи и его окрестностей. ДАН СССР, т. LVI, № 5, 1947.
- Hörnes R.* Die Bildung des Bosphorus und der Dardanellen Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. Mat.-naturw. Cl. Bd CXVIII. Abth. J., 1909.

Х. А. АРСЛАНОВ, Н. А. ГЕИ, А. Б. ОСТРОВСКИЙ,
Н. И. СУПРУНОВА, А. П. ЩЕГЛОВ

ОБ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВОЙ ТЕРРАСЫ ЧЕРНОГО МОРЯ В РАЙОНЕ СОЧИ

В 1969—72 гг. Лазаревской партией Севкавгеолуправления впервые были детально изучены бурением отложения наиболее молодой черноморской террасы у поселков Лазаревское и Адлер г. Сочи (рис. 1),



Рис. 1. Схема расположения буровых геологических профилей.

1—участки развития голоценовой морской террасы; 2—буровые профили и их номера.

где она имеет протяженность соответственно 6 и 25 км при ширине до 2,5 км. Поверхность террасы имеет наибольшее превышение над современным уровнем Черного моря в 3—4 м и сливается с низкими терраса-

РАЗДЕЛ ВТОРОЙ

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ
ОБЛАСТИ

Г. И. ПОПОВ

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Корреляция черноморских и каспийских отложений возможна только путем выяснения их непосредственных соотношений в четвертичной системе Манычского пролива. Здесь наблюдается полная последовательность как морских и солонатоводных отложений трансгрессивных фаз, так и лиманных, озерных и других континентальных осадков эпох регрессий Каспийского и Черноморского бассейнов. В древней дельте Дона морские отложения переходят в аллювиальные осадки.

Помимо этого, Манычский пролив являлся регулятором гидрологического режима Каспийского бассейна, и неотектонические движения в этом проливе оказывали большое влияние на палеогеографию Каспия.

Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Манычского пролива изложена в других работах автора (Попов, 1970 и др.). В этой статье сообщаются новые данные по четвертичной тектонике и палеогеографии, полученные в результате бурения 20 поперечников скважин, вскрывших полные разрезы пролива, включая его тальвеговую часть. Скважины пробурены Гидропроектом под руководством Г. И. Горецкого, а также Волго-Донским геологическим управлением (геологи Ю. Ф. Деев, А. В. Зайцев и Ю. Ф. Белов). Биостратиграфические исследования выполнялись автором.

В начале антропогена ингрессия Каспия по Манычской впадине привела к образованию Азовского залива апшеронского бассейна, а затем — широкого (до 60 км и более) раннебакинского пролива (Попов, 1970б). Нижнебакинские отложения (40—50 м) залегают на апшеронских согласно и слагают наиболее высокую (70—80 м абс. выс.) террасу к югу от оз. Маныч-Гудило. Подошва нижнебакинских отложений приподнята на 50—60 м относительно устья В. Маныча, а береговая линия пролива достигает 35—40 м над уровнем моря.

К концу этого этапа относится переуглубление пролива (до 45—50 м ниже уровня моря), в котором местами сохранились от последующего размыва верхнебакинские и урунджикские отложения. Глубина эрозионного вреза в районе оз. Маныч-Гудило составляет 80 м.

Этот менее широкий эрозионный врез (не свыше 40 км) выполнен

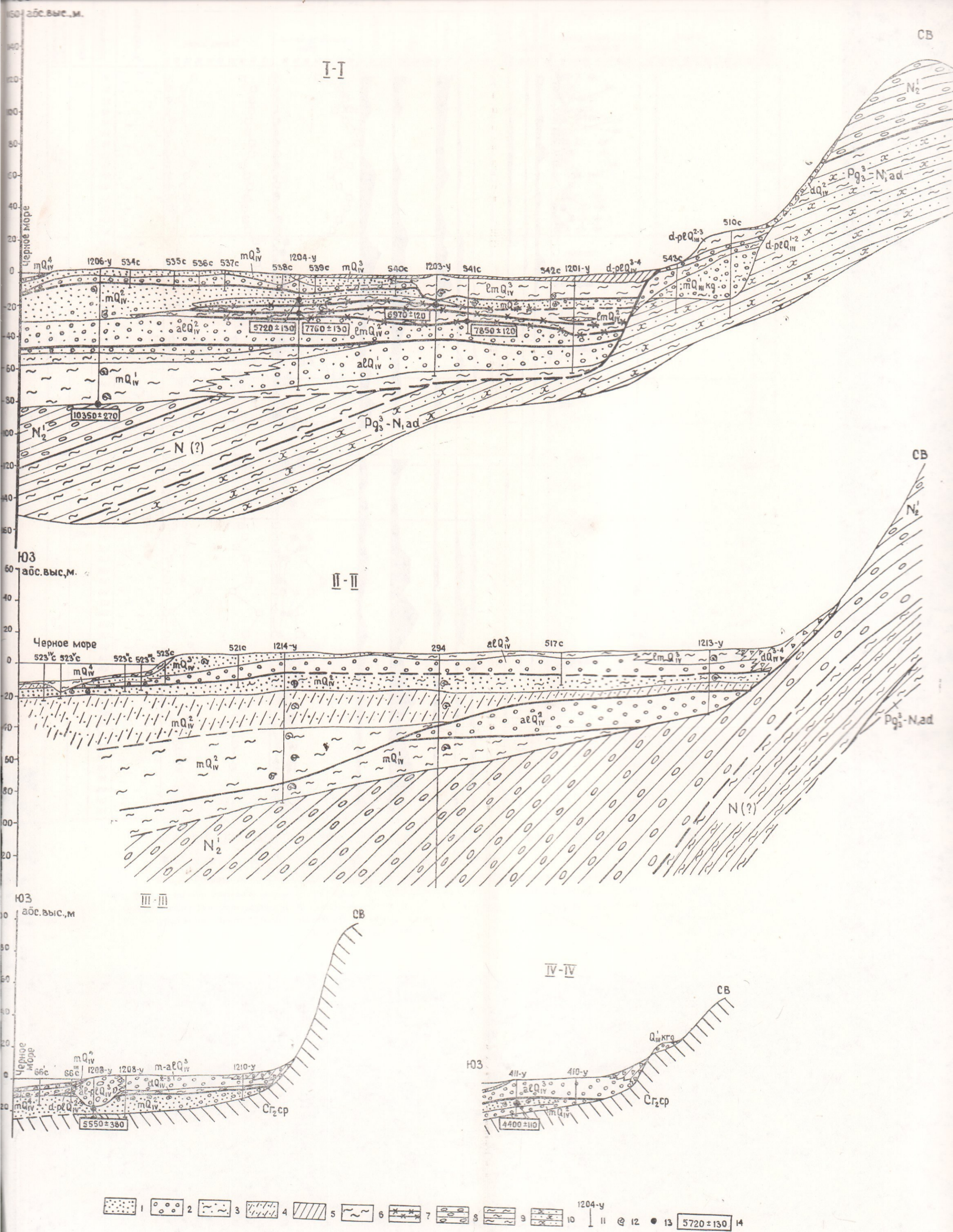


Рис. 2. Геологические профили голоценовой террасы в районе поселков Лазаревское и Адлер.

Условные обозначения: 1—лески; 2—галечно-валунные отложения; 3—алевритистые пески; 4—алевриты; 5—суглинки; 6—илватые глины; 7—горизонты торфяников; 8—конгломераты; 9—глины аргиллитоподобные; 10—песчаники; 11—скважины и их номера; 12—раковины моллюсков; 13—пункты отбора проб на определения абсолютного возраста пород; 14—абсолютный возраст отложений.

Геологические индексы: C_2^{cp} кампанский ярус верхнего мела; $Pg_3 - N_1 ad$ — адлерская свита олигоцен-миоцена; $N_1(?)$ — проблематический миоцен; N_2^{pnt} — понтический ярус; Q_{III}^{kg} — отложения карангатской морской террасы; Q_{IV}^1 — отложения первой фазы голоценовой трансгрессии; Q_{IV}^2 — то же второй фазы; Q_{IV}^3 — то же третьей фазы; Q_{IV}^4 — современные отложения.

спектры из морских глин скважин № 1206—у и 294 (рис. № 3, 1) характеризуются преобладанием пыльцы древесных пород (55—90%), среди которой основную роль играет пыльца хвойных: пихты (10—43%), сосны (7—30%) и ели (1—13%).

Подчиненное значение имеет пыльца ольхи (17—47%) и березы (2—20%). Постоянно присутствует пыльца широколиственных пород: бука (8—24%), граба (4—8%), дуба (1—11%), вяза (1—9%) и липы (1—5%). Содержание пыльцы травянистых растений не превышает 15%, споровые составляют в среднем 20% и представлены преимущественно папоротниками. Описанный палинологический комплекс характеризует, видимо, умеренно теплый и влажный климат.

В споро-пыльцевых спектрах алевритистых песков (рис. 3, комплексы II и III) пыльца древесных пород составляет 74—78%, а в составе ее увеличивается содержание пыльцы ольхи (40—71%). Пыльцы сосны—до 19%, пихты—1—11%, березы—2—4%. В комплексе II содержание пыльцы бука сокращается до 4—10%, дуба—до 1—3%, вяза—до 1%. Среди пыльцы травянистых растений преобладает пыльца осоковых, злаковых, маревых, гвоздичных и сложноцветных. Климат, вероятно, изменился в это время в сторону похолодания и уменьшения влажности.

Однако в кровле алевритистых песков (скв. 1204, глуб. 48 м) в споро-пыльцевом спектре (рис. 3, III) резко возрастает роль пихты (35%) и сосны (27%), при пониженном содержании пыльцы ольхи—до 12% и березы—до 1%. Увеличивается здесь количество пыльцы бука (до 20%). Пыльца травянистых растений единична, а среди споровых абсолютно господствуют папоротники. Этот палинологический комплекс может свидетельствовать об относительном потеплении и увлажнении климата.

Абсолютный возраст моллюсков, отобранных в основании морских глин с глубины 83 м (скв. 1206-у)— 10350 ± 270 лет (ЛУ—350) может рассматриваться как нижний предел возраста изученных отложений.

Второй комплекс террасовых отложений (Q_{IV}^2) имеет почти повсеместное распространение, а наиболее полные его разрезы вскрыты скважинами к востоку от долины р. Мзымты, а также в переуглубленных долинах крупных рек. В основании комплекса залегает пачка аллювиальных, а участками и аллювиально-пролювиальных гравийногалечно-валунных отложений, отличающихся средней и плохой окатанностью обломочного материала. Подошва этих отложений, имеющих мощность в 20—40 м, не опускается ниже абсолютных глубин 50—55 м. Плановые границы распространения аллювиальных отложений вблизи устьев рек располагаются на современной акватории Черного моря, а на межречных участках террасы—приближаются к ее древней береговой линии (рис. 1, профили I—I, II—II). К морю аллювиальные отложения фациально замещаются дельтовыми гравийно-галечно-песчаными осадками, а последние перекрыты морскими иловатыми глинами, мощностью до 35 м. В глинах описан несколько обедненный комплекс черноморских моллюсков: *Chione gallina* L., *Corbula mediterranea* (Costa), *Spisula subtruncata* (Costa), *Cardium edule* L., с единичными *Ostrea* sp., *Donax variegatus* Gm. in L., *Mytilus* sp., *Divaricella divaricata* (L.), *Nassarius reticulatum* (L.), *Hydrobia* sp. Вторая пачка комплекса, отвечающая, видимо, эпохе активного трансгрессивного подъема уровня моря, представлена двумя фациальными разновидностями пород: морскими темно-серыми алевритами и алевритистыми песками, а также солоноватоводными лиманными глинами, тяготеющими к устьям рек и к бухтообразным изгибам древней береговой линии.

Кровля этих отложений отмечена на абсолютных глубинах 11—20 м, а подошва их снижается к современному урезу моря до глубины 40—45 м. В лиманных глинах отчетливо прослеживаются три горизонта торфяников, подстилаемые маломощными песчаными прослоями. В морских алевритах и песках содержится более обильная, чем в нижележащих глинах, фауна моллюсков, в составе которых, кроме указанных выше форм, описаны: *Paphia discrepans* (Mil.), *Gastrana fragilis* (L.), *Donax trinculus* L., *Cardium exiguum* Gm. in L., *Mytilus galloprovincialis* Lmk., *Mytilaster lineatus* (Gm. in L.), *Solen vagina* L.

Показательно, что с приближением к древней береговой линии моря состав фауны этих отложений заметно обедняется: так, из керна скв. № 1213 (рис. № 2, проф. П-П) описаны лишь *Cardium edule* L., *Abra ovata* (Phil.), *Corbula mediterranea* (Costa), а также каспийские *Monodacna caspia* Eichw. Солоновато-водные лиманные глины также содержат обедненный комплекс черноморской фауны: *Cardium edule* L., *Abra ovata* (Phil.), *Chione gallina* L., *Mytilaster lineatus* (Gm. in L.), а в торфяниках встречены лишь пресноводные *Dreissena polymorpha* Pall., *Planorbis* sp., *Unio* sp. Здесь же в лиманных глинах описаны эвригалинные остракоды и фораминиферы: *Cyprides littoralis* (Br.), *C. torosa* (Gones), *Cytheries* sp., *Cyclocypris bradyi* Sars., *Stebulus beccarii* L., *Nonion* sp., а также личинки *Cardium edule* L., *Hydrobia* sp., *Ampiccola* sp., *Chione* sp., *Modiola* sp., *Corbula* sp. Абсолютный возраст торфяников из этих отложений составляет: нижний горизонт (интервал 29—30 м)—7850±120 лет (ЛВ—183), средний горизонт (интервал 22—23 м)—7760±130 лет (ЛВ—184), верхний горизонт (интервал 19—20 м)—6970±120 лет (ЛВ—185).

Завершает разрез этого комплекса пачка песков с тонкими прослоями устричных ракушнякав-конгломератов, которые знаменуют максимальную фазу трансгрессивного подъема уровня моря. Пески эти вблизи современного берега моря мелкозернистые, глинистые, с приближением к тыловому шву террасы становятся средне- и крупнозернистыми и обогащены гравием и галькой. Граница распространения песков образует ингрессионные заходы в устья всех речных долин побережья до 1 км от современного уреза моря. Кровля описываемых отложений нигде не поднимается выше абсолютных глубин 8—10 м, а в речных долинах снижается до 15 м. Мощность песков резко увеличивается к морю от 3—5 м до 30 м. Пески переполнены крупными раковинами черноморских моллюсков, среди которых преобладают представители родов: *Ostrea*, *Paphia*, *Chione*, *Chlamys*, что позволяет предположить соленость Черноморского бассейна этой эпохи не ниже современной. Абсолютный возраст песков определен по трем образцам: (рис. 2, проф. I—I, III—III, IV—IV) древесины из скв. 1204—V (глуб. 11—13 м)—5720±130 (ЛУ—187), раковинам из скважин 1209—V (интервал 18—19 м)—5550±380 (ЛУ—195) и 411—V (интервал 12—17 м)—4400±110 лет (ЛУ—189). Таким образом, формирование второго комплекса отложений террасы могло охватить интервал времени от 8,5 до 3,5—4 тыс. лет назад.

Спорово-пыльцевые спектры этих отложений объединены в четыре последовательных палинологических комплекса (рис. 3, IV—VII), близких по взаимоотношению в них пыльцы древесных пород (63—85%), травянистых растений (5—30%) и спор (3—33%). В группе древесных пород всех комплексов доминирует пыльца ольхи, содержание которой увеличивается от IV (38%) к V (50—68%) комплексу, а затем сокращается до 26—54% (комплекс VI) и 30—44% (комплекс VII). Пыльца хвойных пород присутствует во всех комплексах. Пыльцы сосны в IV

комплексе—19%, а в комплексах V—VII ее содержание снижается до 2—12%. Напротив, содержание пыльцы пихты минимально в IV—V и VII комплексах (1—5%), но образует максимум (16—35%) в комплексе VI. Пыльца ели присутствует единично лишь в V комплексе.

Количество пыльцы широколиственных пород имеет тенденцию к повышению от IV к VII комплексу, в котором образует отчетливый максимум, наиболее выраженный в изменениях содержания пыльцы бука (от 4—8 до 15—23%), граба (от 4—10 до 11—17%), дуба (от 1—5 до 6—15%) и каштана (от единичных зерен до 6—12%). В верхней части VII комплекса появляется и постоянно присутствует пыльца ореха и лапыны. Анализ описанных споро-пыльцевых комплексов показывает общую тенденцию к потеплению и увлажнению климата, с отчетливым оптимумом во время формирования VII комплекса, совпадающим с завершающим этапом второй фазы трансгрессии Черного моря.

Третий, наиболее молодой комплекс террасовых отложений (Q_{3IV}), также отвечает определенному эвстатическому ритму Черного моря и соответствующему циклу осадконакопления. В основании комплекса почти повсеместно, кроме древних устьев балок и бухтовых изгибов берега, залегает пачка гравийно-галечно-валунных аллювиально-пролювиальных отложений мощностью от 5—10 до 18 м, подошва которых в пределах террасы лежит на абсолютных глубинах 7—10 м, а в речных долинах и на акватории шельфа понижается до 15—16 м (рис. 1). Эти отложения перекрываются пачкой морских песков с современной морской фауной, граница которых в междуречье Мзымты и Псоу располагается в 0,5—1,2 км (рис. 2, проф. I—I, II—II) от современного уреза моря. Далее к береговой линии террасы пески фациально замещаются лиманными глинами, из которых описана весьма обедненная фауна эвригалинных черноморских моллюсков: *Cardium edule* L. (крупные, тонко, стенные раковины „лиманного“ облика) *Corbula mediterranea* (Costa) и каспийских: *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* (Pall.) а также эвригалинные остракоды и фораминиферы *Cyprides littoralis* Br., *Cypridestorosa* (Gones), *Streblus becarii* L., *Nonion* sp., а также личинки *Cardium*, *Hydrobia*, *Corbula*, *Modiola*, *Chione*. Спорово-пыльцевой комплекс лиманных глин (рис. № 3, VIII) характеризуется господством пыльцы древесных пород, среди которой преобладает пыльца ольхи (53—77%), и широколиственных: граба (4—15%), бука (3—13%), дуба (3—12%) и каштана (1—11%).

В группе травянистых растений доминирует пыльца злаковых (27—58%) и осоковых (12—59%). Значительный процент составляет пыльца маревых (2—25%). Отмечена во всех спектрах пыльца прибрежно-морских растений. Спорыице—единичны. Климат этой эпохи, по-видимому, был теплым и умеренно влажным. Возраст отложений этого комплекса пока еще неясен, однако не исключено, что его формирование охватывает период времени от 3,5—3,0 до 1,6—1,0 тыс. лет назад и соответствует фанагорийской регрессии и нимфейской трансгрессии (Федоров, 1963).

Таким образом, формирование низкой аккумулятивной террасы Черноморского побережья у г. Сочи включает три цикла осадконакопления, отвечающие трем трансгрессивным фазам новейшей гляциоэвстатической трансгрессии Черного моря. Осолонение бассейна при этом отставало от общего темпа трансгрессии и, судя по фауне моллюсков, активизировалось лишь начиная со второй ее фазы. Характерно также, что в течение второй и третьей фаз трансгрессии на приустьевых участках рек и в прибрежных лиманах существовала пресноводная конхилио-

фауна «новоэвксинского» типа, характерная для осадков первой трансгрессивной фазы.

Дважды в голоцене море покидало большую часть нынешней территории террас и здесь происходило накопление континентальных аллювиально-пролювиальных отложений. Глубины промежуточных регрессий моря при этом составляли 50—60 и 15—17 м, а глубина предголоценовой регрессии—не менее 100—110 м. Абсолютные уровни промежуточных трансгрессий из-за последующих размывов достоверно не установлены.

Обращает внимание чрезвычайно высокий темп осадконакопления, который в интервале времени от 10,5 до 8,5 тыс. лет назад достигал 2,6 см/год, между 8,5 и 3,5—4 тыс. лет—1,4 см/год, а в среднем за голоцен составил около 1,4 см/год, что свидетельствует о большой интенсивности голоценовой трансгрессии.

Высокая степень геологической изученности отложений голоценовых террас г. Сочи позволяет их рассматривать в качестве эталонных для Черноморского побережья Кавказа и смежных регионов.

В заключение следует отметить, что изложенные в настоящей статье данные по геохронологии и палеогеографии голоценовых террасовых отложений хорошо согласуются с результатами исследований глубоководных колонок черноморских отложений, отобранных экспедицией «Атлантис-II» в 1964 г. (Дегенс и Хант, 1971).

ЛИТЕРАТУРА

- Дегенс Э. Т., Хант Дж. М. История Черноморского бассейна за последние 25 000 лет. Тезисы докл. к Международн. геохимич. конгрессу, т. II, М., 1971.
- Островский А. Б. Регрессивные уровни Черного моря и их связь с переуглублением речных долин Кавказского побережья. Изв. АН СССР, сер. географич., № 1, 1967.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр. ГИН, вып. 88. Изд. АН СССР, М., 1963.

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ
ОБЛАСТИ

Г. И. ПОПОВ

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ
ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Корреляция черноморских и каспийских отложений возможна только путем выяснения их непосредственных соотношений в четвертичной системе Манычского пролива. Здесь наблюдается полная последовательность как морских и солоноватоводных отложений трансгрессивных фаз, так и лиманных, озерных и других континентальных осадков эпох регрессий Каспийского и Черноморского бассейнов. В древней дельте Дона морские отложения переходят в аллювиальные осадки.

Помимо этого, Манычский пролив являлся регулятором гидрологического режима Каспийского бассейна, и неотектонические движения в этом проливе оказывали большое влияние на палеогеографию Каспия.

Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Манычского пролива изложена в других работах автора (Попов, 1970 и др.). В этой статье сообщаются новые данные по четвертичной тектонике и палеогеографии, полученные в результате бурения 20 поперечников скважин, вскрывших полные разрезы пролива, включая его тальвеговую часть. Скважины пробурены Гидропроектом под руководством Г. И. Горецкого, а также Волго-Донским геологическим управлением (геологи Ю. Ф. Деев, А. В. Зайцев и Ю. Ф. Белов). Биостратиграфические исследования выполнялись автором.

В начале антропогена ингрессия Каспия по Манычской впадине привела к образованию Азовского залива апшеронского бассейна, а затем — широкого (до 60 км и более) раннебакинского пролива (Попов, 1970б). Нижнебакинские отложения (40—50 м) залегают на апшеронских согласно и слагают наиболее высокую (70—80 м абс. выс.) террасу к югу от оз. Маныч-Гудило. Подошва нижнебакинских отложений приподнята на 50—60 м относительно устья В. Маныча, а береговая линия пролива достигает 35—40 м над уровнем моря.

К концу этого этапа относится переуглубление пролива (до 45—50 м ниже уровня моря), в котором местами сохранились от последующего размыва верхнебакинские и урунджикские отложения. Глубина эрозионного вреза в районе оз. Маныч-Гудило составляет 80 м.

Этот менее широкий эрозионный врез (не свыше 40 км) выполнен

толщей (60—70 м) верхнебакинских, уруджикских, нижнехазарских (нижних древнеэвксинских), верхнехазарских (верхних древнеэвксинских, карангатско-гирканских и гудиловских слоев, с характерными для них комплексами моллюсков (Попов, 1970а). В тальвеговой части пролива они залегают в нормальной стратиграфической последовательности. Фазы регрессий отмечены гудиловскими (буртасскими) озерными отложениями и лиманно-озерными осадками в верхней части обоих эвксинско-хазарских горизонтов.

Тектоническая структура Манычского пролива (рис. 1) унаследована с начала платформенного этапа развития Скифской плиты. Основные структуры Манычской впадины представлены Маныч-Гудиловским прогибом, Сальским и Зунда—Толгинским поднятиями. Они формировались на фоне общего поднятия впадины, с которым связаны глубокие эрозионные врезы в долине Маныча. Амплитуды тектонических движений оцениваются ниже путем сравнения абсолютных отметок подошвы (базальных горизонтов) отложений в структурах Манычской впадины и в приманычской части Прикаспийской низменности, где опускания были еще незначительными.

Для Зунда-Толгинского поднятия эта амплитуда составляет: в средне- и позднеплейстоценовый этап—40—50 м, в послераннехазарское время—30—40 м, после гирканской трансгрессии—не менее 20—25 м. Деформации гудиловских слоев не превышают 8—18 м. Это поднятие являлось пределом для распространения карангатской ингрессии и, несомненно, сказывалось на уровнях и размерах плейстоценовых трансгрессий Каспийского бассейна.

Менее активным было Сальское поднятие, амплитуда которого относительно соседних прогибов не превышала 15—25 м. Однако это поднятие ограничивало с востока Доно-Манычский залив сурожского моря. Оба поднятия хорошо выражены геоморфологически. Средне и позднеплейстоценовый Манычский пролив суживается в пределах Сальского поднятия до 20 км, а у с. Зунда-Толга—до 6 км. Здесь и в настоящее время проходит водораздел Черного и Каспийского морей (Западного и Восточного Маныча).

По Манычскому проливу дважды в среднем плейстоцене возобновлялся сток каспийских вод в Черноморский бассейн. Нижне- и верхнехазарские отложения слагают III вложенную террасу. Разделяющая их регрессия была неглубока, непродолжительна и не сопровождалась заметными поднятиями, о чем свидетельствует наложение не только морских отложений по Манычу, но и аллювиальных свит в III надпойменной террасе Волги и Дона.

Режим Манычского пролива в карангатско-гирканское время определялся меняющимися соотношениями уровней Черного и Каспийского морей, возможно, в связи с периодически возобновляющимися поднятиями у Зунда-Толга.

Ранняя и поздняя карангатские ингрессии соленых вод в долину Зап. Маныча несомненно сопровождалась их стоком через Зунда-Толгинские ворота в Каспийский бассейн. Испарение с поверхности карангатского Доно-Манычского залива, благодаря небольшой его площади, не могло компенсировать притока пресных донских вод. Это доказывается также недавними находками мелких *Cardium edule* в гирканских отложениях приманычской части Прикаспийской низменности. В дальнейшем *Cardium edule*, по-видимому, пережил хвалыньские трансгрессии в более осолоненных участках каспийских побережий. Карангатские ингрессии прерывались и закончились стоком каспийских (гирканских) вод по Манычскому проливу.

Трансгрессии Каспия и Эвксина (в период его изоляции от Средиземного моря) по общепризнанной климатической теории были вызваны уменьшением испарения во время оледенений. В раннем и среднем плейстоцене они могли стимулироваться также и увеличением стока талых вод во время сокращения ледниковых покровов.

В Манячском проливе, Северном Прикаспии и на азово-черноморских побережьях известны отложения только максимумов трансгрессий, которые достигались уже в межледниковое время. Это доказываются присутствием теплолюбивых средиземноморских и даже тропических *Corbicula*, *Melanopsis*, *Fagotia*, *Potamides* и некоторых видов *Viviparus* не только в карангатско-гирканских и сурожских, но также в бакинских и эвксино-хазарских отложениях указанных выше районов (Попоз, 1972).

Максимальные уровни и размеры каспийских трансгрессий в среднем и начале позднего плейстоцена определялись не столько климатическими, сколько тектоническими причинами—поднятиями, препятствовавшими стоку избыточных каспийских вод по Манычскому проливу. Эффективность тектонического фактора доказывается значительным размахом этих движений, достигавших на Зунда-Толгинском пороге в послераннебакинское время 40—50 м, а в целом для антропогена Маныча—не менее 60—70 м. Влиянием этого фактора объясняется несоответствие размеров трансгрессий и сопоставляемых с ними оледенений.

Регрессии бассейна начинались стоком каспийских вод по постепенно углублявшемуся Манычскому проливу. Дальнейшее снижение уровня моря ниже Зунда-Толгинского порога имело климатические причины. Сток по Манычскому проливу препятствовал прогрессирующему осолонению Каспийского моря.

Гудилловская (буртасская) озерная трансгрессия по Манычу и Нижнему Дону была непосредственной предшественницей раннехвалынской трансгрессии Каспия и имела общие с ней причины. Судя по экологическому составу моллюсков, она началась еще в конце межледниковья, но в основном происходила во время оледенения Русской равнины.

Карангатско-гирканские и гудилловские слои, выполняя менее глубокий (30—40 м), чем предыдущий эрозионно-абразионный врез, слагают II надпойменную вложенную террасу Маныча и Нижнего Дона. В приергенинской части Прикаспийской низменности гудилловские слои и их субаэральные и аллювиальные аналоги (ательские и ахтубинские слои) сильно размывы раннехвалынской трансгрессией.

Раннехвалынская трансгрессия, как и предыдущие, имела климатические причины. Среди пресноводных моллюсков распространены только стагнофилы, свидетельствующие о прохладном и даже холодном климате. Наивысший ее уровень (+45, +50 м) определялся положением кровли гудилловских озерных глин (+38, +44 м абс. выс.), выполнявших Зунда-Толгинские ворота Манычского пролива.

Последующая регрессия до абс. отм. +20, +25 м была вызвана мощным стоком каспийских вод и глубокой (до 40—50 м) эрозией в долине реки-пролива. В фазу стабилизации на этом уровне, уже в межледниковое (интерстадиальное) время, в пределах Сальского поднятия (у Пролетарска) существовал узкий мелководный пролив, соединявший раннехвалынский и сурожский заливы. Отложения обеих ингрессий слагают I надпойменную террасу рр. Дона, Зап и Вост. Маныча. Новоэвксинский и позднехвалынский бассейны уже не сообщались между собой.

Корреляция аллювиальных и морских отложений Понто-Каспия

Оледенения и межледниковья		Морские отложения		Аллювиальные отложения	
		Бассейны		Н. Дон и Н. Волга	Днестр и дельта Дуная
Голоцен		Каспийский Новокаспийский	Черноморский Древнечерноморский	Аллювий высокой и низкой поймы	
Верхний плейстоцен	Валдайское	Осташковское	Позднехвалынский	Новокаспийский	I терраса Н. Волги
		Мологошескинское			
		Калининское	Раннехвалынский	Сурожский	II терраса
Микулинское	Гирканский	Гирканский	II терраса	Нижняя свита	
Московское		Карангатский			III терраса
Средний плейстоцен	Одинцовское		Узунларский	III терраса	
	Днепровское	Позднехазарский	Поздний (II) древнезевксинский		IV терраса
	Лихвинское			V терраса	
Нижний плейстоцен	Окское	Раннехазарский	Ранний (I) древнезевксинский		V терраса
	Беловежское			VI терраса	
	Березинское	Урунджикский Позднебакинский			VI терраса
	Вильнюсский прегляциал			Солкамская свита Н. Волги	
		Раннебакинский			

Корреляция морских и аллювиальных отложений Понто-Каспийской области основывается на их непосредственных соотношениях в террасах Нижней Волги, Маныча, Нижнего Дона и приустьевой части Дуная. Большое значение имеют также ранне-, средне- и позднеплейстоценовые комплексы пресноводных моллюсков, позволяющие сопоставлять разнофациальные, в том числе морские (солонатоводные) и аллювиальные отложения (Попов, 1972). Исключительно важны также данные и выводы Г. И. Горецкого (1964—1969) по стратиграфии региональных аллювиальных свит, выделенных им в бассейнах Камы, Волги, Днепра и Дона.

В основу корреляционной схемы (табл. 1) положены следующие данные. Соликамская погребенная аллювиальная свита сочленяется на р. Волге у Енотаевска с нижебакинскими отложениями. Бакинский возраст аллювия V террасы Днестра и приустьевой части Дуная, а также IV террасы Дона доказываются присутствием в нем пресноводных моллюсков раннеплейстоценового комплекса.

По Нижнему Дону и в Нижнем Поволжье наблюдается переход обеих аллювиальных свит III террасы в эвксино-хазарские морские (солонатоводные) отложения. Они содержат здесь, как и в III и IV террасах Днестра, характерные среднеплейстоценовые пресноводные моллюски. Хазарский комплекс фауны млекопитающих, приуроченный к верхнехазарским отложениям Нижней Волги (Попов, 1970а), указывается в верхнекривичской свите у с. Троицкого, в устье Камы и ниже по Средней Волге (Горецкий, 1966). Это дает основания для сопоставления последней с верхней аллювиальной свитой III террасы Нижней Волги и Нижнего Дона.

Карангатско-гирканские и гудиловские слои по Нижнему Дону у устья р. Зап. Маныч переходят соответственно в нижнюю и верхнюю аллювиальные свиты II террасы, а сурожские слои—в аллювий I террасы р. Дона. Аллювиальная свита II террасы Нижней Волги у с. Быково содержит гирканские дидакны и покрывается ательской свитой—аналогом гудиловских слоев. I терраса Нижней Волги сочленяется с отложениями позднехвалынской трансгрессии.

Аллювиальные свиты по палинологическим данным имеют в основном межледниковый характер (Горецкий, 1966, 1970), что подтверждается присутствием в них, как и в морских (солонатоводных) отложениях Причерноморья, термофильных пресноводных моллюсков (Попов, 1972).

По Г. И. Горецкому, соликамская и венедская свиты доокские, тогда как ниже- и верхнекривичская свиты сопоставляются с лихвинским межледниковьем и последующим, условно выделяемым, интерстадиалом. Наиболее обоснован лихвинский возраст нижней аллювиальной (нижекривичской) свиты III террасы Дона, которая у Новохоперска подстилает днепровскую морену и содержит межледниковую флору и эвксино-хазарский комплекс моллюсков.

Нижне- и верхнежигулевские свиты Волги, как и рославльская, трубежская и переяславская свиты Днепра, последнепровские (Горецкий, 1966, 1970) и принадлежат, по-видимому, II надпойменной террасе.

Раннехвалынская трансгрессия связывается с последним (валдайским) оледенением и только в своей поздней (мологошескнинской) фазе соответствует сурожской трансгрессии Черного моря (I терраса рек Черноморского бассейна). Аллювий позднехвалынского (поздневалдайского) времени слагает I террасу Нижней Волги, более молодую, чем эта терраса в Причерноморье. Последние реликты плиоценовой конхиофауны вымирают во время среднеплейстоценовых оледенений и

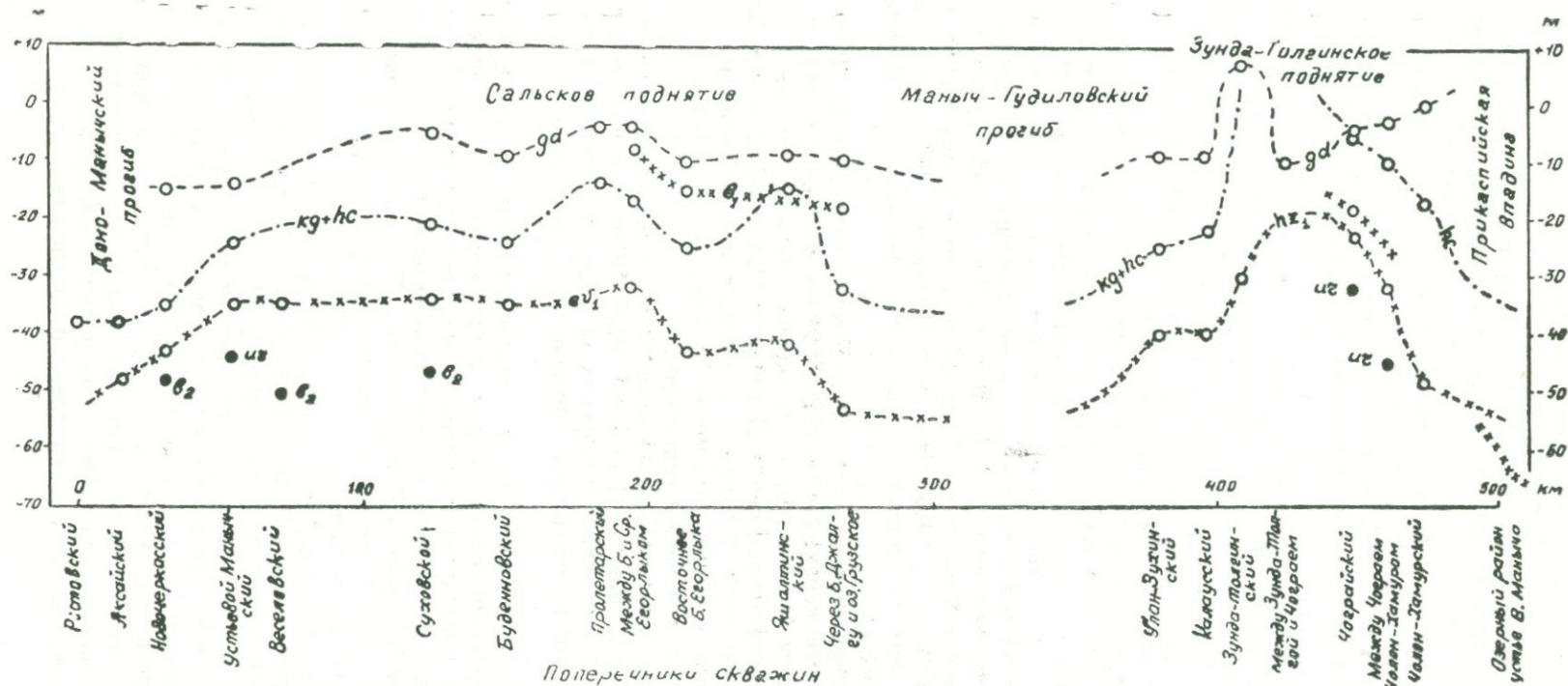


Рис. 1. Схема четвертичной тектоники Маньчского пролива

Продольные профили подошвы отложений в тальвеге пролива:
 ххх — нижнебакинских слоев (v_1), • — верхнебакинских (v_2) и урунджикских (u_2) слоев,
 х-х-х — нижнеднепровских (нижних древнеднепровских) слоев (h_1, eu_1), — — — карнеатско-гурганские
 слоев ($kg + hc$), - - - - гудиловских слоев (gd), о — точки наблюдений

аллювиальные отложения I, как и II, террасы содержат те же пресноводные моллюски, что и современные.

Древнечерноморская ингрессия в каламитскую фазу проникала в дельты Днепра и Дона (отложения высокой поймы).

ЛИТЕРАТУРА

- Горецкий Г. И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. «Наука», М., 1964.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. «Наука», М., 1966.
- Горецкий Г. И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. «Наука», М., 1970.
- Попов Г. И.* Четвертичная система. «Геология СССР», т. 46, «Недра», М., 1970а.
- Попов Г. И.* Апшеронские отложения Азовского бассейна. «Советская геология», № 8, 1970б.
- Попов Г. И.* Значение моллюсков для корреляции континентальных и морских плейстоценовых отложений Понто-Каспийского бассейна. В сб.: «Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы». «Наука», М., 1972.

МОРСКОЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ И ЕГО МЕСТО В ШКАЛЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Четвертичные отложения Каспийского и Черного морей формировались в условиях частичной или полной изоляции от Средиземного моря и океана.

Каспий в плиоцене и плейстоцене представлял собой озерно-морской бассейн, лишенный связи с открытым морем, и подразделение его отложений, основанное на изменениях эндемичных солоноватоводных фаун моллюсков, является местным.

В Черном море имели место неоднократные смены условий, сходных с каспийскими, когда здесь обитала солоноводная фауна, мигрировавшая из Каспия через Манычский пролив, и условий морских, связанных с вторжениями соленых вод и фауны моллюсков из Средиземного моря в моменты платформенных трансгрессий. Черное море является своего рода связующим звеном между изолированным Каспием и Средиземным морем, так как чередование в разрезе его плейстоценовых отложений слоев с каспийской и средиземноморской фаунами позволяет коррелировать их с соответствующими горизонтами (террасами) этих различных по своей природе бассейнов.

Подразделение плейстоцена Черноморско-Каспийской области берет свое начало от работ Н. И. Андрусова (1904—5; 1925), П. А. Православлева (1913; 1932); В. В. Богачева (1932) и многих других.

В настоящее время в Каспии выделяются: нижний плейстоцен (тюркьянская свита, бакинский горизонт, урунджинские слои), средний плейстоцен (нижнехазарский, или гюргянский горизонт), верхний плейстоцен (верхнехазарский и хвалынский горизонты), голоцен (мангышлакские слои, новокаспийский горизонт).

Тюркьянская свита представляет собой континентальные образования, развитые в основании бакинских морских отложений. Это аллювиальные, реже озерные суглинки мощностью до 100—150 м.

Бакинский горизонт подразделен на нижнебакинские слои, представленные глинами, иногда глинистыми песками с *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw., имеющими мощность от 50—100 м до 500—600 м. Они известны в пределах всей Каспийской впадины. Верхнебакинские слои без существенного перерыва сменяют нижнебакинские. Они образованы прибрежными песками, ракушечниками, конгломератами мощностью от 2—5 м до 10—20 м с *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus, реже *D. eulachia* (Bog) Fed. На побережье Дагестана и Азербайджана развита верхнебакинская абразионно-аккумулятивная терраса, абс. высотой 200—220 м, которая имеется и на склонах Юго-Восточного Кавказа.

Урунджинские слои, связанные с последней фазой трансгрессии в нижнем плейстоцене, представлены прибрежными песками, ракушечниками мощностью 2—3 м и более. Фауна моллюсков носит переходный характер и содержит как формы, появившиеся в верхнебакинское время — *Didacna eulachia* (Vog) Fed., так и более молодые элементы — *D. pravoslavlevi* Fed. и др., давшие начало нижнехазарским кардидам. В предгорьях Юго-Восточного Кавказа урунджинская терраса расположена на абс. высоте 180—190 м.

Гюргянский (нижнехазарский) горизонт отделен перерывом от нижнеплейстоценовых отложений. Наличие трех террас на Кавказском побережье и трехчленное строение аллювиально-лиманных отложений в долине Волги (Горецкий, 1966) дает основание подразделять этот горизонт на три части: нижние (палеосингильские), средние (сингильские) и верхние (косожские) слои (Федоров, 1972). Первые из них в долине Волги подстилаются аллювием венецкой свиты. На Кавказском побережье им отвечает самая высокая гюргянская (нижнехазарская) терраса—160—170 м абс. высоты с *Didacna subpyramidata* Prav., *D. delenda* Vog., *D. kovalevskii* Vog. и др. Средние гюргянские (нижнехазарские) слои на Нижней Волге представлены лиманными сингильскими глинами, с которыми связана сингильская фауна млекопитающих и переслаивающимися с ними морскими осадками с *Didacna paleotrigonoides* Fed.

На побережье Дагестана, Азербайджана и на склонах Юго-Восточного Кавказа (Мишовдаг, Мал. Харамы и др.) эти слои образуют террасу абс. высотой 120—125 м с *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav., *D. pallasii* Prav., *D. nalivkini* Wass. Верхние гюргянские (нижнехазарские) слои на Нижней Волге представлены морскими и аллювиальными косожскими отложениями, с которыми связаны остатки хазарского комплекса. На Кавказском побережье косожским слоям отвечает терраса, абс. высотой 85—90 м с *Didacna nalivkini* Wass., *D. pallasii* Prav. и форм, близких к *D. surachanica* Andrus. Общая мощность гюргянских (нижнехазарских) отложений находится в пределах от 5—10 м (террасы) до 200—600 м (Векилов, 1969).

Верхнехазарский горизонт, ранее относимый к верхам среднего плейстоцена, рассматривается сейчас как основание верхнего плейстоцена (Федоров, 1972). Это следует как из его положения в разрезе Нижнего Поволжья между перигляциальными днепровскими (рисскими) и валдайскими (вюрмскими) образованиями, так и из соответствия их карангатским межледниковым (рисс-вюрмским) отложениям Черного моря. Верхнехазарские прибрежные отложения представлены ракушечниками, конгломератами, песками мощностью от 2—3 м до 10 м и реже более.

На Нижней Волге они («хазарский ярус» схемы П. А. Православлева, 1932) залегают с разрывом на косожских морских и аллювиально-морских осадках или на кроющих их краснобурых наземных суглинках (кровля среднего плейстоцена) и перекрываются отложениями ательской свиты. На побережье Кавказа и Апшеронского п-ова верхнехазарские отложения (известные ранее как „терраса с *Didacna surachanica*“), слагают абразионную террасу абс. высотой 40—50 м, которая срезает как нижнехазарские (гюргянские), так и более древние породы. Помимо *D. surachanica* Andrus, здесь встречаются *D. nalivkini* Wass и переходные между ними формы.

На Нижней Волге состав фауны меняется от низовьев (у с. Ленино), где встречаются *D. surachanica* Andrus и др. вверх по долине к с. Цаган-Аман. Здесь эта форма исчезает, уступая место *Didacna pal-*

jasii Prav., *D. subpyramidata Prav.*, которые нередко сходны с нижнехвалынскими *D. cristata* (Bog.) Это дало основание Г. И. Попову (1970) именовать их „нижнехвалынскими“, а позднее, вслед за Г. И. Горецким (1966), „гирканскими“. Подобные переименования недопустимы и не могут быть приняты.

Ательская континентальная свита известна в пределах всей области Каспия. Она представлена в Нижнем Поволжье аллювиальными и наземными песками и суглинками, содержащими остатки верхнепалеолитического комплекса млекопитающих, и обычно относится к валдайскому (вюрмскому) оледенению. На Кавказе и в Западной Туркмении это чаще пролювиальные и склоновые накопления, мощность ательских отложений изменяется от 2—5 м до 20—30 м, реже более.

Хвалынский горизонт подразделяется на нижнехвалынские и верхнехвалынские слои, которые образуют на берегах Каспия до шести террас.

Нижнехвалынские террасы располагаются на высотах* 48(76) м, 25 (43) м, 14 (32) м. Отложения их содержат *Didacna ebersini* Fed., *D. protracta* Eichw. (Прикаспийская низменность); *D. cristata* (Bog.) *D. zhukovi* Fed. (восточный берег Каспия); *D. parallella* Bog., *D. cristata* (Bog.) (Кавказское побережье).

Верхнехвалынские террасы развиты на высотах:—2 (26) м,—11 (17) м,—17 (11) м. Они содержат *Didacna graetjigonoides* Nal., реже *D. subcatillus*. Эти террасы почти не деформированы последующими тектоническими движениями. Мощность хвалынских отложений редко превышает 10 м.

Последующая регрессия отразилась в накоплении эоловых аллювиальных и склоновых отложений (мангышлакские слои). Изучение шельфа восточного побережья Каспия (Глазунова, 1971) показало, что этой регрессии отвечает кора субаэрального выветривания, образовавшаяся на кровле верхнехвалынских осадков в пределах современной изобаты 20 м.

Новокаспийский горизонт представлен прибрежными песками, ракушечниками, реже глинами с *Didacna trigonoides* Pall. *D. baeri* Grim., *D. crassa* Eichw и др. Здесь же впервые появляется черноморский иммигрант—*Cardium edule* L. Новокаспийские отложения подразделяются на нижние и верхние новокаспийские слои (Федоров, 1957). Первые из них отвечают начальной фазе трансгрессии и известны в разрезах северной части западного берега Челекена и Терско-Кумской низменности. Они перекрыты осадками максимальной—верхней новокаспийской фазы, которая, в свою очередь, подразделяется на несколько второстепенных подфаз. Именно верхняя новокаспийская фаза оставила на берегах Каспия террасу высотой—22 (6) м и несколько более низких береговых валов. Современные отложения, образующие пляж, содержат—кроме перечисленных форм—*Mytilaster lineatus* Gmel., *Balanus* и др.

В Черноморской области к нижнему плейстоцену относятся чаудинские отложения, к среднему—древне-эвксинские (ранние), палеоузунларские слои, древне-эвксинские (поздние) и узунларские слои. К верхнему плейстоцену относятся карангатские, послекангатские и новозэвксинские отложения, а к голоцену—древнечерноморские и новочерноморские слои.

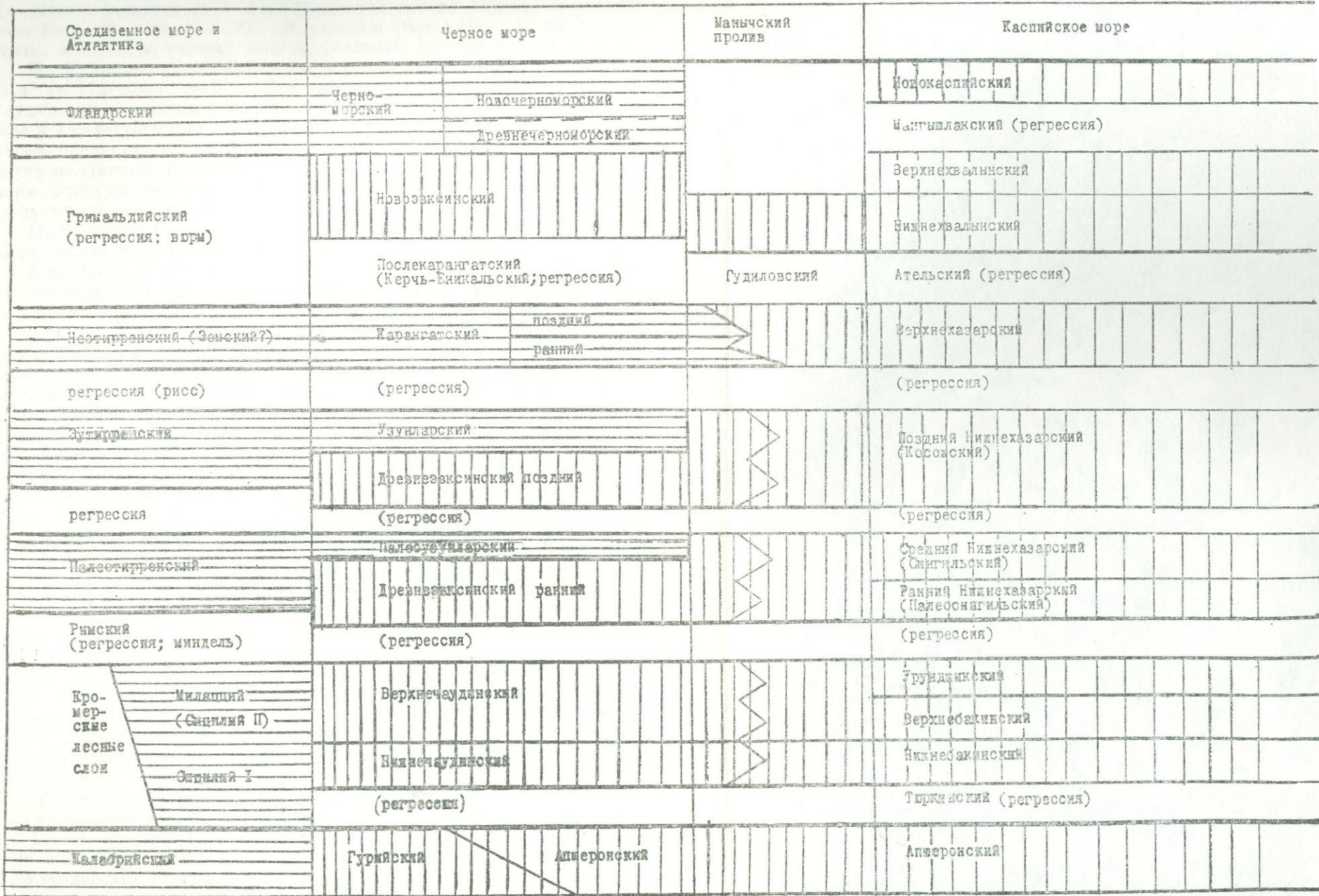
Чаудинский горизонт представлен отложениями с солончато-вод-

* Первые цифры—абсолютные отметки, вторые—высоты над уровнем Каспия—относятся к положению береговых линий.

СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ

ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ВНУТРЕННИХ БАССЕЙНОВ ПОЧТО-КАСПИЯ, СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ И АТЛАНТИКИ В ВЕРХНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ПЛЕЙСТОЦЕНЕ.

П.В.Федоров, 1972



1. 2.

1—Отложения с средиземноморской фауной.
2—Отложения с каспийской фауной.

ной фауной моллюсков, характеризуется как местными эндемиками, генетически связанными с фауной понтического типа, так и каспийскими (бакинскими) иммигрантами. Выделяются нижнечаудинские и верхнечаудинские слои (стратотип м. Чауда). Первые из них представлены песками, галечниками и суглинками мощностью 4—7 м с *Didacna baericrassa* Pavl., *D. parvula* Nal., *Viviparus pseudoachatinoide* Pavl.

Верхнечаудинские слои, отделенные от нижнечаудинских континентальными суглинками, образованы прибрежными ракушечниками и известняками, мощностью 2—4 м с *Didacna tschudaae* Andrus., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. rudis* Nal., *D. aff. enlachia* (Bog.) Fed., *D. pleistopleura* Davit., *Monodacna cazecae* Andrus, *Dreissena tschudaae* Andrus. и др.

На Кавказском побережье эти слои образуют террасу высотой от 55 м* (м. Идукопас) до 95—100 м (побережье между Туапсе и Сухуми). Чаудинская (бакинская) терраса высотой 35—40 м имеется на северном берегу Таманского п-ова. В западной Грузии (Гурии) чаудинские отложения представлены глинами значительной мощности. Они содержат фауну моллюсков, аналогичную приведенной выше, а также ряд местных форм. Здесь более полно представлены низы разреза, которые вероятно следует выделять под особым названием.

Присутствие бакинских элементов в Чаудинской фауне позволяет сопоставлять Чаудинские отложения с бакинскими.

Выделение в среднем плейстоцене двух древнеэвксинских горизонтов основывается на данных бурения в Западном Приманычье и террасах Кавказского побережья (Федоров, 1969).

Древнеэвксинские (ранние) слои образуют 60-ти метровую террасу на Кавказском побережье, отложения которой, представленные песками, галечниковыми конгломератами, содержат: *Didacna nalivkini* Wass., *D. baericrassa* Pavl., *D. pallasii* Prav., *Dreissena caspia* Eichw. и редкие *Cardium edule* L. Этим слоям в Западном Приманычье отвечает отложение древнеэвксинские первые, на северном берегу Азовского моря—лиманные отложения у сел. Платово, Герасимовка, гор. Таганрога, а на восточном берегу оз. Ялпуг—нижебабельские слои.

На Кавказском побережье у ст. Магри, вблизи к устью р. Аше, и у мыса Кадош на высоте около 50 м развита терраса, прислоненная к ранней древнеэвксинской. Образующие ее галечниковые конгломераты содержат *Cardium edule* L. *Chione gallina* (L.), *Paphia* (обломки) и редкие фрагменты *Didacna*. Условно она выделяется в качестве палеоузунарской (Федоров, 1967, 1969).

Древнеэвксинские (поздние) слои известны на Керченском и Таманском п-овах. На Кавказском побережье они образуют террасу высотой 40—44 м., песчано-ракушечные отложения которой отделены континентальным перерывом от более древних террас. Местами (между с. Джубгой и мысом Гуавга) в основании этих слоев имеются отложения с *Balanus*. Древнеэвксинские поздние слои содержат *Didacna nalivkini* Wass., *D. pontocaspia* Pavl., *D. baericrassa* Pavl. (редко) *D. pallasii* Prav. *D. subpyramidata* Prav. (редко) и др.; мощность их обычно менее 10 м.

Узунарские слои непосредственно залегают на поздних древнеэвксинских отложениях. Они содержат, кроме солоноватоводных *Didacna*, многие из которых находятся в переотложенном залегании, большое количество *Cardium edule* L., а в ряде случаев *Macra stultorum* L. Узунарские отложения обычно представлены ракушечниками, песками, реже суглинками мощностью 2—5 м.

* Здесь и далее отметки древних береговых линий.

На Кавказском побережье они образуют террасу высотой 35—37 м, либо налегают на пониженные части поздней древнеэвксинской террасы Эразрез вблизи устья р. Шапсухо). Древнеэвксинские отложения (ранние и поздние) содержат раковины нижнехазарских (гюргянских) моллюсков, что подтверждает мнение Г. И. Попова (1955) о геологической синхронности древнеэвксинских и нижнехазарских горизонтов.

Карангатский горизонт, начинающий верхний плейстоцен, содержит самую стеногалинную и термофильную средиземноморскую фауну моллюсков. Формирование его отделено существенным перерывом от узунларских слоев. В наиболее полном разрезе у с. Героевского (б. Эльтиген) на восточном берегу Керченского п-ова, карангатские отложения подразделяются на нижекарангатские слои (Федоров, 1963). Первые из них—лиманные глины мощностью 2—4 м с *Cardium edule* L., *Paphia senescens* Cos., *Ostrea edulis* L. и др. слагают основание террасовых отложений. Они отделены дюнными песками с *Helix* от верхнекарангатских слоев, которые представлены прибрежными песками и ракушечниками мощностью 3—6 м с *Cardium tuberculatum* L., *C. paucicostatum*, *C. edule* L., *Paphia senescens* Cos., *Ostrea edulis* L., *Cerithium vulgatum* Brug., *Venus verrucosa* L. *Aporrhais pespelicani* L. *Pecten varius* L. и др.

Двучленное строение карангатских отложений отмечается и на дне Керченского пролива (новые материалы бурения Гидропроекта). Сопоставление нижекарангатских слоев рассмотренного разреза с 25-метровой и верхнекарангатских слоев с 12-метровой террасами Кавказского побережья (Федоров, 1963) в результате последующих исследований автора оказалось не вполне правильным. Терраса высотой 12 м (реже 15 м) Кавказского побережья может быть сопоставлена с верхнекарангатскими слоями указанного разреза; 25-метровая терраса, содержащая обедненную средиземноморскую фауну скорее всего является сниженной частью узунларской террасы. Карангатские отложения отвечают весьма теплomu межледниковью и должны сопоставляться с оптимальным типом тирреном Средиземного моря. По мнению автора (Федоров, 1963, 1969), они соответствуют неотиррену (ульдже) и земню.

Послекарангатские отложения, известные ранее в континентальной фации (лессовидные суглинки Керченского и Таманского п-овов, аллювиальные и склоновые образования Кавказа), сейчас установлены на дне Керченского пролива* в виде аллювиально-морских осадков, содержащих, кроме карангатских раковин, в большинстве своем переотложенных, значительное количество пресноводных раковин и солоноводных остракод. Эти отложения выполняют ложбину, врезанную до глубины 60 м в карангатские, древнеэвксинские и неогеновые породы, слагающие дно Керченского пролива. Они связаны с деятельностью Палеодона, протекавшего здесь в то время. Геологические материалы по берегам Черного моря (особенно кавказским), восточному берегу Азовского моря и данным отложениям Керченского пролива не дают оснований для выделения «суроужских слоев (Попов, 1970) в интервале между карангатскими и новозэвксинскими горизонтами.

Новозэвксинские отложения представлены глинистыми осадками мощностью 3—10 м с обедненной солоноводной и пресноводной фауной моллюсков *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Valvata piscinalis* Mull. и др. Они ингрессионно выполняют переуглубления в прибрежной полосе дна, располагаясь на глубине 20—30 м, что позволяет связывать их накопления с трансгрессией моря, начавшейся

* Материалы Гидропроекта.

еще до возникновения нижнего босфорского течения из Средиземного моря. Абсолютный возраст этого момента оценивается в 22 тыс. лет (Degens and Ross, 1972). Послекарангатские и новозвксинские отложения сопоставляются с гримальдийской регрессией Средиземного моря и океана.

Отложения послеледниковой Черноморской трансгрессии подразделяются на древнечерноморские и новочерноморские слои. Первые из них охарактеризованы глинистыми осадками с весьма бедной средиземноморской эвригалинной фауной моллюсков—*Cardium edule* L., *Chione gallina* (L.),—которым в низах (бугазские слои*) еще сопутствуют *Monodacna* и *Dreissena*. Выше (витязевские слои) присутствуют только *C. edule* и *Chione gallina*. Мощность древнечерноморских слоев от 5—10 до 20 м, начало их формирования (осолонения Черного моря) датируется в 9 т. лет (Degens and Ross, 1972).

Новочерноморские слои**, связанные с максимальным развитием послеледниковой трансгрессией (4—5 тыс. лет), представлены прибрежными песками и ракушечниками мощностью 5—10 м. Они образуют террасу на берегах Черного и Азовского морей высотой 3—5 м, отложения которой содержат сравнительно богатую средиземноморскую фауну моллюсков—*Cardium edule* L., *Ostrea edulis*, *taurica* Siem., *Chione gallina* (L.), *Paphia discrepans* Mil., *Bittium reticulatum*. Costa., *Cerithium vulgatum ponticum* mil. и др.

Во второй половине Новочерноморского времени (2—3 тыс. лет назад) произошла фанаторийская регрессивная фаза (до 3—6 м ниже современного уровня), а позднее (около 1—1,5 тыс. лет) нимфейская трансгрессивная фаза, которой отвечает самая молодая нимфейская терраса, высотой 1—2 м (джеметинские слои, по Л. А. Невеской, 1965).

Отложения черноморской послеледниковой трансгрессии (в целом) сопоставляются с фландрскими слоями Средиземного моря. Для последних 5—7 тыс. лет наблюдается полная аналогия в развитии этой трансгрессии для Черного, Средиземного морей и океана.

Рассмотрев вкратце подразделение плейстоцена Каспийского и Черного морей, необходимо вновь отметить ключевое значение черноморского разреза для целей корреляции как его самого, так и отложений изолированного Каспия со шкалой Средиземноморья. Биостратиграфические сопоставления чаудинских отложений с бакинскими, древнеэвксинских (в целом) с гюргянскими (нижнехазарскими) подтверждают материалы бурения в манычской долине (Горецкий, 1970; Попов, 1955, 1970). Эти же данные дают основание коррелировать верхнехазарские отложения с карангатскими, ательские и хвалынские с послекарангатскими и новозвксинскими.

Средиземноморские фазы развития Черного моря, связанные с влиянием планетарных трансгрессий, сопоставляются с соответствующими горизонтами (террасами) Средиземного моря. Рассматривая эти явления от современности в прошлое, можно уверенно коррелировать древнечерноморские и новочерноморские слои с фландрием Средиземноморья и Мирового океана. Не менее надежно сопоставление послекарангатских и новозвксинских слоев с соответствующими осадками гримальдийской регрессии, а карангатских отложений с неотирреном (ульд-жой) Средиземного моря, и земием Атлантики. Корреляция узунларских слоев с зутирреном и палеоузунларских с палеотирреном является проблематичной.

* Номенклатура Л. А. Невеской (1965).

** В какой-то мере отвечают каламитским (казантипским) слоям Л. А. Невеской (1965).

Наша задача в настоящее время заключается в том, чтобы дробная стратиграфия плейстоцена Понто-Каспия не только была сопоставлена с единой шкалой Средиземноморья и Атлантики, но и сама служила бы общим задачам платформенной геохронологии как наиболее полная геологическая летопись для Евразии.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И.* О возрасте морских послетретичных террас Керченского п-ова. Ежегодник Геол. и Минер. России, 7, в. 6, 1904—5.
- Андрусов Н. И.* Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря, *Bull. intern. Acad. Sci. Boheme*, 1925.
- Богачев В. В.* Руководящие окаменелости разреза Апшеронского п-ова и прилегающих районов Баку. Азнефтеиздат, 1932.
- Векилов Б. Г.* Антропогенные отложения Северо-Восточного Азербайджана. «ЭЛМ», Баку, 1969.
- Глазунова К. Н.* Стратиграфия и комплексы двустворчатых моллюсков верхнечетвертичных отложений восточного шельфа Среднего Каспия. Автореферат диссертации, 1971.
- Горецкий Г. И.* Формирование долины Волги в раннем и среднем антропогене. «Наука», 1966.
- Горецкий Г. И.* Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. «Наука», 1970.
- Невеская Л. А.* Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. «Наука», 1965.
- Попов Г. И.* История Маньчжунского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 30, в. 2, 1955.
- Попов Г. И.* Четвертичная система. «Геология СССР», т. 46, Ростовская, Волгоградская, Астраханская обл., Калмыцкая АССР. «Недра», 1970.
- Православлев П. А.* Каспийские осадки по р. Уралу. Изв. Донск. политехн. ин-та, т. 2, 1913.
- Православлев П. А.* Предисловие к работе В. И. Громовой «Новые материалы по четвертичной фауне Поволжья и истории млекопитающих Восточной Европы и Северной Азии вообще». Тр. Комис. по изучен. четвертичн. пер. АН СССР, № 11, 1932.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Изд. АН СССР, 1957.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Изд. АН СССР, 1963.
- Федоров П. В.* Проблема корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей. Сб. «Основные проблемы геологии антропогена Евразии». «Наука», 1969.
- Федоров П. В.* Подразделения хазарских отложений и их положение в шкале каспийского плейстоцена. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. 47, в. 2, 1972.
- Degens E. and Röss D.* Chronology of the Black Sea over the last 25. 000 years *Chemical Geology*, 1972.

В. Г. БОНДАРЧУК, Н. Н. ТРАЩУК

МОРСКИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

В процессе многолетнего изучения морских и лиманно-морских отложений в Северном Причерноморье (Украинская ССР) установлен ряд закономерностей их залегания и распространения. Обосновано детальное биостратиграфическое подразделение, выяснено взаимоотношение морских и лиманно-морских отложений с другими генетическими типами четвертичных образований, в частности с лёссом. Установлены этапы развития рекуррентных малакофаун в Черном море, выделен состав комплексов характерных видов моллюсков для принятых стратиграфических подразделений и уточнено положение нижней границы плейстоцена. Некоторые из полученных результатов освещаются в настоящем сообщении.

Изученная часть Причерноморской впадины протягивается от долины Прута на западе до устья Дона на востоке. Эта территория в течение четвертичного периода была ареной взаимовлияния морских и континентальных условий, имеет важное значение для стратиграфического подразделения и корреляции главных генетических типов плейстоценовых отложений в южной части Европейской территории СССР. Ключевое положение в решении этих задач занимает бассейн Черного моря.

Связь через Средиземное море с Мировым океаном позволяет проследить зависимость изменения режима Черного моря от глобальных причин. Периодическая связь его в плейстоцене с замкнутым Каспийским бассейном, колебания уровня, которые находились в прямой зависимости от изменений климата, позволяют проследить в истории его осадконакопления влияние региональных и глобальных условий, в частности влияние оледенения. Черное море является общим бассейном аккумуляции продуктов выноса с Восточно-Европейской равнины водами Днестра, Дона и Днепра, из Альпийской зоны Европы—водами Дуная, и с Кавказа—водами Кубани и Риони. Дельтовые и террасовые отложения этих рек, а также течения, вызываемые притоком их вод, были важнейшим фактором образования осадков в Причерноморье на протяжении всего четвертичного периода. По этим осадкам устанавливается прямая связь морских и континентальных отложений и проводится их корреляция.

Для установления закономерностей распространения морского плейстоцена в Причерноморье, решающее значение имеет тектоогения его подошвы. В ее строении принимают участие преимущественно палеогеновые и неогеновые отложения. Поверхность их повсеместно выровнена денудацией. В нее врезаны глубокие долины размыва.

Стратиграфическое положение древней поверхности денудации

определяется внизу залеганием куюльницких и поратских (левантинских) отложений верхнего плиоцена. На поверхности размыва в Причерноморье залегает толща красно-бурых глин, сопоставляемых с виллафранком. В бассейне Верхнего Днепра размытую поверхность дочетвертичных отложений покрывает гляцигенная толща. В зоне Великого (Днепровского) оледенения ледниковые образования лежат на красно-бурых глинах. Таким образом, в Причерноморье устанавливается время формирования красно-бурых глин от куюльника до среднего плейстоцена.

Древние долины размыва в основании четвертичной системы в северном Причерноморье намного переуглублены по сравнению с современным уровнем эрозии. Ложе долины Днепра в нижнем течении обнаружено на глубине 50—70 м. Глубина вреза Керченского пролива — около 70 м. Врез долины Дуная в устьевой части реки превышает 100 м. Глубоко врезанные долины обнаружены также в пределах шельфа Черного моря.

Залегание плейстоцена на размытой поверхности дочетвертичных отложений прослеживается на всей территории бассейна Черного моря. Оно свидетельствует о том, что эта поверхность представляет главный стратиграфический рубеж, определяющий положение нижней границы четвертичной системы по кровле куюльника и, соответственно, по подше калабрия в бассейне Средиземного моря.

Структура и рельеф территории залегания морских и лиманно-морских отложений в Причерноморье неоднородны. Распространение этих отложений находится в зависимости от тектоорогенических условий. Осадки выполняют структурные и денудационные впадины в прибрежной зоне. В Керченско-Таманской области морские и лиманно-морские отложения приурочены преимущественно к синклиналим прогибам в третичных отложениях. В северо-западной части Причерноморья морские и лиманно-морские отложения сосредоточены в долинах лиманов и принимают участие в строении террас. На шельфе Черного моря они выполняют древние долины размыва и слагают подводные конусы выноса главных рек.

Тектоорогенические впадины представляли локальные бассейны аккумуляции, в которых отлагались структурно-стратиграфические комплексы четвертичных отложений. Их характеризуют последовательно накопившиеся слои морских, лиманно-озерных, пресноводных отложений и лёсса, завершающего цикл осадконакопления. Это хорошо показано в опорных обнажениях у сел. Озерное на Ялпугском лимане, Героевское на Керченском полуострове и др. Каждый из таких локальных комплексов характеризуется своими литофациальными особенностями и составом остатков малакофауны. Это обстоятельство усложняет обоснование общего стратиграфического подразделения и для характеристики общих условий осадконакопления плейстоцена Причерноморья требует, в частности, корреляции его отдельных разрезов.

Имеющиеся данные позволяют выделить в составе морских и лиманно-морских плейстоценовых отложений Причерноморья структурно-стратиграфические комплексы слоев ранга отделов (ярусов) четвертичной системы: I—чаудинский, II—эвксинский, III—карангатский, IV—азово-черноморский.

Чаудинский комплекс слоев в Причерноморье УССР стратотипически представлен в районе мыса Чауда на Керченском полуострове. С ними, в определенной степени условно, сопоставляются пресноводные отложения Приазовья, слои с *Didacna crassa baericrassa* на Таманском полуострове, а также дельтовые отложения в нижнем течении Днепра и

Дуная. В подошве чаудинских слоев повсеместно залегают дочетвертичные отложения. В районе мыса Чауда, с. Красный Кут, и на Таманском полуострове чаудинские слои связаны с синклиналиными складками. В других частях региона они выполняют эрозионные понижения. Принимают участие в строении верхней (пятой) террасы Приазовья. У мыса Чауда рассматриваемые отложения обнажаются на поверхности и лишь в присклоновых частях рельефа покрыты плащом делювиальных суглинков. В Приазовье на пресноводной фации чаудинских слоев лежит толща лессовых пород мощностью до 13,0 м. В ней выделяется 4—5 горизонтов погребенных почв.

Начало формирования морских плейстоценовых отложений Северного Причерноморья связано с ингрессией чаудинского моря, состоявшейся после длительного послекуяльницкого времени размыва. Ограничение наступления моря структурно-геоморфологическими условиями обусловило мозаичное распространение чаудинских отложений.

Тщательное изучение остатков малакофауны из слоев чауда показывает неравномерность состава комплекса руководящих видов их в отдельных районах залегания этих слоев, что, естественно, объясняется разными фациальными условиями.

В стратотипическом разрезе чаудинских слоев на м. Чауда состав комплекса руководящих видов включает в нижней части *Didacna crassa baericrassa* (Pavl.), *Monodacna subcolorata* (Andr.), *Dreissena caspia* (Eichw.), *Micromelania caspia* (Eichw.). Для верхней части разреза типичны *Didacna tschoudae* Andr., *D. crassa pseudocrassa* (Pavl.), *Monodacna cazecae* (Andr.), *Dreissena rostriformis tschoudae* Andr. Распространение таких специфических видов, как *Didacna tschoudae* Andr., и *Monodacna cazecae* (Andr.) ограничено в Северном Причерноморье веком чауда. Это объясняется постепенным замыканием локального бассейна, обусловленным, по-видимому неотектоникой, завершающей формирование складчатых структур, и, возможно, снижением уровня моря.

Некоторые другие виды моллюсков, например *Didacna crassa baericrassa* (Pavl.), *Monodacna subcolorata* (Andr.), *Dreissena rostriformis* (Desh.), распространяются и процветают в последующее эвксинское время.

Второй, эвксинский, структурно-стратиграфический комплекс морских и лиманно-морских слоев плейстоцена Причерноморья составляет средний отдел четвертичной системы. Распространение его подчинено тем же закономерностям, что и распространение чаудинских слоев. Оно связано с эвксинской трансгрессией Черного моря.

Залегают эвксинские слои несогласно на породах разного возраста. В Приазовье их подошвой являются пресноводные отложения чауды. Слагают цоколь 3—4 террас. Четвертая терраса сквозная. В среднем течении Днепра она включает морену Днепровского (рисского) оледенения и имеет большое коррелятное значение.

В стратотипических разрезах эвксинский комплекс слоев составляют отложения полного цикла аккумуляции от морских до континентальных образований. Они легко подразделяются на горизонты. В северо-западной части Причерноморья в обрыве четвертичной террасы лимана Ялпуг эвксинские слои залегают несогласно на порятских (левантинских) отложениях верхнего плиоцена. Почти 30-метровая толща эвксина здесь четко подразделяется на горизонты снизу вверх: древнеэвксинский, узунларский, ялпугский и лессовый. Аналогичное строение эвксинские отложения имеют на Керченском и Таманском полуостровах, на северном побережье Азовского моря у с. В. Вознесенка и др.

Остатки малакофауны в эвксинских отложениях характеризуются

определенными особенностями комплексов руководящих видов, состав которых закономерно меняется от горизонта к горизонту. В древнеэвксинском горизонте комплекс руководящих видов характеризуется как «дидакновый» по множеству видов и разновидностей их представителей. Преобладают *Didacna crassa pontocaspia* (Pavl.), *D. crassa pallasii* Prav., *D. crassa baericrassa* (Pavl.), *Monodacna subcolorata* (Andr.), *M. caspia* (Eichw.), *Adacna fragilis* Mil., *Dreissena caspia* Eichw., *Corbicula fluminalis* Müll., *Micromelania caspia lineata* Mil., *Viviparus diluvianus* Kuntz и др. Знаменательно появление в составе эвксинской малакофауны *Cardium edule* L. первого представителя средиземноморских иммигрантов.

Отложения узунларского горизонта в прибрежной зоне являются переходными к лиманно-озерным слоям. В акватории Черного моря узунларские слои также считаются переходными к более солонатоводным образованиям, что подтверждается составом комплекса характерных видов их моллюсков. Для более пресноводной, или регрессивной, их фации отмечается незначительное число представителей солонатоводных и преобладание пресноводных видов моллюсков. Комплекс характерных форм представляют: *Didacna crassa nalivkini* Wass., *Monodacna colorata* (Eichw.), *Dreissena polymorpha* (Pall.), *Micromelania caspia lineata* Mil., *Bithynia tentaculata* L., *Valvata piscinalis* (Mull.), *Lithoglyphus natcoides* C. Pfeif.

В морской фации узунларских отложений заметно уменьшается число представителей моллюсков солонатоводных вод и возрастает количество представителей морской средиземноморской малакофауны. Комплекс характерных форм представляют: *Cardium edule* L., *Mytilaster lineatus* (Gm. in L.), *Abra ovata* (Phil.), *Hydrobia ventrosa* (Mtg.) Они свидетельствуют о продолжающемся в позднем эвксине засолонении Черного моря.

Верхние горизонты эвксинских отложений в окраинной части бассейна относятся к последним этапам осадкообразования в отмирающих бассейнах. Их характеризуют ялпугский горизонт озерно-болотных песчано-глинистых отложений и завершающий эвксинскую толщу лессовый горизонт, возможно, пойменной фации. Для этих отложений характерны остатки пресноводных и наземных моллюсков.

Верхнеплейстоценовые морские и лиманно-морские отложения в Северном Причерноморье составляют карангатский структурно-стратиграфический комплекс. В периферийной части Черного моря карангатские слои трансгрессивно перекрывают подстилающие отложения. Они принимают участие в строении второй, сквозной, террасы. В стратотипическом разрезе у с. Героевское на Керченском полуострове карангатские отложения перекрыты лессом, от которого отделяются прослоем глинистого песка.

Карангатские отложения содержат остатки более 120 видов моллюсков. Преобладают представители средиземноморской малакофауны. Комплекс руководящих форм характеризуют *Cardium tuberculatum* L., *Raphia senescens* Cos., *Ensis ensis* (L.), *Chlamys varia* (L.), *Cerithium vulgatum* Brug. Около 25% видов из общего числа карангатских моллюсков, включая перечисленных, в современном Черном море отсутствуют. Карангатская малакофауна богаче и разнообразнее состава современных черноморских моллюсков и ближе к составу их в Средиземном море. Сильное обеднение и, возможно, полное вымирание, представителей средиземноморской малакофауны в бассейне Черного моря произошло в конце плейстоцена, в новозэвксинский век. Связано оно было с резким снижением уровня бассейна и его опреснением.

Новоэвксинские осадки распространены только в пределах современной акватории Черного и Азовского морей. Выше береговой линии они отсутствуют. По имеющимся данным новоэвксинские слои представлены донными песчано-илистыми отложениями. Мощность их в Азовском море превышает 40 м. Содержат многочисленные остатки солоноватоводных и преимущественно пресноводных моллюсков. Комплекс характерных видов новоэвксинских осадков составляют: *Monodacna caspia* Eichw., *M. colorata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. crassa* Andr., *Dr. pontocaspia* Eichw., *Dr. rostriformis* Desh., *Micromelania caspia* Eichw., *Viviparus fasciatus* Müll. и др. Обращает на себя внимание то, что в составе моллюсков из новоэвксинских отложений почти отсутствуют типичные представители средиземноморской малакофауны, преобладавшие в карангатских отложениях. Они замещены видами, характерными для лиманов и устьевых участков рек Причерноморья.

Последний, голоценовый, азово-черноморский структурно-стратиграфический комплекс слоев широко распространен в изученном регионе. Его отложения образуют первую морскую террасу, пересыпи лиманов и косы в Азовском море. Состав раковин моллюсков из азово-черноморских слоев напоминает обедненный состав малакофауны карангатских слоев и соответствует современной фауне Черного моря. Комплекс характерных видов составляют: *Cardium edule* L., *Chione gallina* L., *Clamys glabra* (L.), *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Rissoa membranacea* (Adams), *Bittium reticulatum* (Costa) и др. Мощность ракушечника на Арабатской стрелке местами превышает 3—4 м.

Азово-черноморские слои, в большинстве районов их распространения, окаймляются современными пляжами. Встречающиеся на пляжах выбросы раковин моллюсков включают современных их представителей, а также переотложенные раковины из азово-черноморских и карангатских слоев.

Взаимоотношение карангатских-новоэвксинских и азово-черноморских слоев, образовавшихся в интервале времени 100000—9000 и 9000—3000 лет тому назад, включает чрезвычайно важные этапы в развитии геологической истории Черного моря и ее связь с общими физико-географическими условиями позднего плейстоцена. К ним относятся: I—карангатская трансгрессия, II—новоэвксинская регрессия, III—азово-черноморская (новочерноморская) ингрессия, IV—фанагорийская регрессия, V—современная миграция береговой линии. Сочетание их результатов достаточно полно объясняет особенности стратификации позднплейстоценовых и голоценовых морских аккумуляций, а также наложенных геологических ансамблей Причерноморья. Вместе с этим, в геологии морских отложений позднего плейстоцена бассейна Черного моря остаются еще не совсем выясненными проблемы образования новоэвксинских слоев и изменений состава малакофауны Черного моря в четвертичном периоде.

Для окончательного решения первой из этих проблем еще недостаточно фактического бурового материала по акватории Черного моря. Выполненные недавно исследования донных осадков в Азовском море вскрыли мощную, более чем 40-метровую толщу считающихся новоэвксинскими песчано-илистых отложений со смешанными остатками солоноватоводной и пресноводной, местами явно переотложенной, малакофауны. Аналогичная картина была прослежена в процессе изучения дна Одесского залива. Это дает основание рассматривать новоэвксинские отложения как выносы впадающих рек Днепра, Днестра, Дона и Кубани, рассенваемые течениями по дну шельфа. Процесс седиментации песчано-илистых осадков со смешанной малакофауной в бассейне Черного моря протекает и в современных условиях.

Большую и интересную проблему представляет история формирования состава фауны моллюсков Черного моря в течение плейстоцена. Состав малакофауны в морских и лиманно-морских отложениях считается чутким индикатором изменения условий существования и, следовательно, осадконакопления в плейстоценовых бассейнах. Изменение состава малакофауны, обусловленное этими обстоятельствами, дает возможность воссоздать общие черты палеогеографии Причерноморья в плейстоцене. Для решения этой задачи многое дают новые результаты бурения на Нижнем Днепре.

Плейстоценовые отложения прослежены на территории от Каркинитского залива на юге до Каховского водохранилища на севере. Вскрытая мощность их превышает 70 м. Залегают на размытой поверхности неогена от сарматского до кувальницкого возраста. Поверхность древнего размыва прослеживается на глубине более 70 м ниже современного уровня моря.

По составу органических остатков плейстоценовые отложения на Нижнем Днепре подразделяются на чаудинские, эвксинские (древнеэвксинские), узунларские, карангатские, азово-черноморские и современные.

Чаудинские слои представлены темно-серыми песками с прослоями глины. Общая мощность их 28—57 м. Содержат раковины остракод и обломки раковин моллюсков. Сопоставляются с отложениями венедской свиты, описанной Г. И. Горецким в долине Днепра.

Эвксинские (древнеэвксинские) отложения на Нижнем Днепре вскрыты на глубине 25—49 м. Представлены 10—25 м толщей песков. Содержат остатки моллюсков каспийского типа: *Didacna crassa pallasii* Prav., *D. crassa pontocaspia* (Pavl.), *Dreissena caspia* Eichw. и др. На глубине 20—25 м поверхность эвксинских отложений имеет следы размыва. В дельте Днепра и Дуная на древнеэвксинском горизонте залегают слои карангатского яруса. В долине Днепра эвксинским отложениям соответствует градижская (кривичская) свита.

Карангатские отложения на Нижнем Днепре лежат на глубине 15—25 м. Вмещают остатки моллюсков средиземноморского типа, а также фауну остракод и фораминифер. В долине Днепра аналогом карангатских слоев считается трубежская пресноводная свита и отложения второй террасы.

Надкарангатские слои в дельте Днепра на глубине 7,3—15,4 м представлены песками с остатками пресноводной и, часто, смешанной малакофауны.

Новейшие отложения в нижнем течении Днепра азово-черноморские слои слагают нижнюю береговую морскую террасу. В долине Днепра этим отложениям соответствуют слои высокой поймы.

Плейстоценовые морские и лиманно-морские отложения Причерноморья содержат остатки моллюсков, состав которых закономерно меняется на разных стратиграфических уровнях. В отложениях чаудинского и эвксинского структурно-стратиграфических комплексов ранне-среднего плейстоцена и новозэвксинских слоев позднего плейстоцена преобладают остатки солоноватоводных моллюсков каспийского или лиманного типа—дидакна, монодакна, адакна, дрейссена, микромелания и др. В карангатском структурно-стратиграфическом комплексе позднего плейстоцена и азово-черноморских слоях голоцена малакофауна каспийского типа сменяет фауну моллюсков средиземноморского типа. Закономерности стратиграфического распределения и распространения остатков солоноватоводных и морских моллюсков в плейстоцене Причерноморья характеризуют развитие каспийского и средиземномор-

СХЕМА
стратиграфического подразделения и корреляций плейстоцена
Северного Причерноморья

Оледенение			Возраст тыс. лет	Причерноморье		Область Средизем- ного моря (Ричардс, 1962)				
Западная Европа	Отделы	Вост. Евро- пейск. равнина		Побережье	Речные до- лины					
	Горизонты									
Современ.	Голоцен	Современный	3,5 6 8	Отложение пляжей: Азово-черномор- ские слои	Низкая пой- ма: Оболон- ская свита	Фландрий III Фландрий II Фландрий I				
Молодой вюрм	Верхнечетвертичный	Валдайский	Осташков- ский	Карангатский ярус	Новоэвксин	Верхний лёсс	Тиррений III			
Средний вюрм			Молого-Ше- кснинский				20 26	Гримальдий- ская регрессия		
Древний вюрм			Калинин- ский				28 40			
Рисс-вюрм		Микулинский	45 64	Карангат II Карангат I	Трубужская свита	Тиррен II (монастырий)				
Рисс II	Среднечетвертичный	Среднерусский	Припятский (москов- ский)	Эвксинский ярус	Узунларский	Средний лёсс	Тиррен I			
Рисс I			Одинцов- ский					150	Ялпуг- ский	Шевченков- ская свита
			Днепров- ский						Древнеэвксин- ский	Морена Дне- провского оледенения.
Миндель- рисс		Лихвинский	235 270	Древнеэвксин- ский	Градижская (Кривиче- кая I-II) свита					
Миндель (Кромер) Гюнц-мин- дель	Нижнечетвертичный	Окский		Чаудинский ярус	Нижний лёсс	Милаций (сицилий)				
		Беловежский					Чауда II Чауда I	Венеская свита		
Гюнц	Плиоцен	Великий размыв Куяльницкий ярус		Красно-бурые глины		Калабрий				

ского типов малакофауны как классический пример рекуррентных фаун. Отмечается появление их на более высоких стратиграфических уровнях в заметно обедненном составе.

Последовательная смена в бассейне Черного моря малакофаун каспийского и средиземноморского типа была обусловлена последовательностью смены общих физико-географических условий, особенно развитием оледенения на Восточно-Европейской равнине и прилегающих территориях. Взаимосвязь этих процессов служит основой для адекват-

ного действительности стратиграфического подразделения четвертичных отложений и корреляции их толщ разных генетических типов (см. схему).

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Изд. АН СССР, М.—Л., 1938.
- Бондарчук В. Г. Геологія України. Вид-во Академії Наук Української РСР, Київ, 1959.
- Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. «Наука», М., 1970.
- Муратов М. В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 35, вып. 5, 1960.
- Невеская Л. Б. и Невеский Е. Н. О соотношении карангатских и новозвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря. ДАН СССР, 137, № 4, 1961.
- Попов Г. И. Корреляция морских и аллювиальных отложений Эвксино-Каспийского бассейна. В кн.: «Вопросы биостратиграфии конт. толщ». Госгеолтехиздат. М., 1959.
- Трацук Н. Н. Морские плейстоценовые отложения Причерноморья Украинской ССР. Киев, 1972.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы истории Черного моря. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Шнюков Е. Ф., Семенов В. Н., Щирица А. С., Орловский Г. Н., Рыбалко С. И., Юханов И. С., Науменко П. И. К литологии и минералогии новозвксинских отложений акватории Азовского моря. В сб.: «Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР», в. 3, Киев, 1969.

А. В. КОЖЕВНИКОВ

ОСНОВЫ СТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНА КАВКАЗСКО-КАРПАТСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

В качестве нижней границы антропогена Кавказско-Карпатской горной области в большинстве случаев принимается подошва бакинско-чаудинских отложений или акчагыло-куяльника. Обсуждается также рубеж, соответствующий «свите перерыва» продуктивной толщи и подошве киммерия (Жижченко, 1962, 1968; Кожевников, 1968). Наименьший интерес в этой связи, с любых точек зрения, вызывал уровень, отвечающий подошве апшеронско-гурийских отложений, ныне рекомендованный в качестве нижней границы антропогена XXIV сессией МГК в Монреале (Краснов, Никифорова, 1973).

Предбалаханский, предкиммерийский преддакийский рубеж геологической истории Кавказско-Карпатской горной области наиболее отчетлив. Он отвечает началу последнего крупного естественно-исторического этапа в развитии Кавказско-Карпатской горной области, имеющего к вопросу об объеме антропогена самое непосредственное отношение. В этой связи необходимо учитывать ход эволюции крупных и мелких млекопитающих и, в частности, появление представителей рода *Cervus* в верхах продуктивной толщи (Лок-Батан), а также рода *Leptobos* в киммерии (Никифорова, 1962; Шевченко, 1965; Алексеева, 1974).

Вещественным выражением рассматриваемого этапа является осадочный цикл, в начале трансгрессивный, с максимумом в конце акчагыла-куяльника, который состоит из отдельных серий, заполняющих предгорные впадины и отличающихся разномасштабной ритмичностью, в различной степени ясной для разных районов. В разрезах чередуются солоноватоводные и опресненные горизонты, что отражено в изменении их литологии и состава фаунистических комплексов. Солоноватоводные горизонты, песчаные в прибрежной зоне, становятся существенно глинистыми с удалением от берега. Для опресненных горизонтов характерно менее закономерное сочетание прибрежных фаций, проникновение песков в пределы центральных частей бассейнов. Опесчаненные горизонты в этих случаях оказываются одновременно опресненными, если, конечно, бассейн в целом был солоноватоводным. Опреснение, как правило, распространяется и на глинистые слои, непосредственно перекрывающие опесчаненный горизонт или замещающие его по простиранию в сторону большего удаления от берега. Серии в большинстве случаев имеют трансгрессивный характер, и в этих условиях появление опесчаненных и опресненных горизонтов в разрезах, удаленных от берега бывших бассейнов, не может быть объяснено регрессиями или просто изменениями в положении береговой линии. Изменения в положении береговой линии, являющиеся отражением колебательных тектониче-

ских движений, влияли на особенности строения солоноватоводных горизонтов, обуславливая появление в прибрежных зонах малых ритмов—смену песчанистых и глинистых пачек. Опесчанивания осадков, охватывающие значительные площади, следует объяснить более многозначительными причинами. Обычно при этом следует учитывать усиления восходящих движений в пределах соседней горной суши. Однако более важна сопровождающая поднятие активизация жидкого и твердого речного стока, вызванная существенными изменениями климата горных районов в сторону увлажнения и похолодания, вплоть до возникновения горных оледенений. Это объясняет опесчанивание морских осадков и сопутствующее ему опреснение обширных пространств в пределах относительно мелководных предгорных акваторий, тяготеющих к устьевым частям горных рек.

Ритмичность предгорных осадочных серий в настоящее время изучена далеко не полно. Первым опытом в этом отношении является работа С. А. Ковалевского «Континентальные толщи Аджиноура» (1936). В настоящее время в сводном разрезе аджиноурских предгорий пески с пресноводными формами среди морских отложений выделены в верхах нижнего акчагыла; к нижнему апшерону отнесены мощные глины с прослоями песков, содержащие *Pseudocatillus catilloides*, *Micromelania subcaspia*, *Corbicula fluminalis*, *Unio* Sp. Мощная песчаная пачка выделяется в средней части апшеронского разреза, завершается он лагунными и континентальными отложениями (рис.). Опресненный горизонт в верхней части нижнего акчагыла в прибрежных зонах акчагыльского бассейна представлен пресноводными осадками лиманного типа с лимнеидами и унионидами, а в удалении от берегов—отложениями с обедненной солоноватоводной фауной. А. А. Ализаде (1969) связывает опреснение с тектоническими причинами—с падением уровня замкнутого Каспия, с его обмелением, но в то же время подчеркивает трудность проведения границы между морскими и лиманными осадками на таких площадях, как Апшеронский полуостров, Прикуринский район, Челекен и т. д. Переходы между соответствующими горизонтами здесь вполне постепенны, и какие-либо признаки регрессии не отмечены.

Наиболее эффективным, маркирующим горизонтом является акчагыл-апшеронский, выделяющийся на переходе от акчагыла к апшерону. Он соответствует кудбарекским свитам С. А. Ковалевского (1936). В работе К. С. Султанова (1964) имеется подробнейшая фаунистическая и литологическая его характеристика. Все биоценозы Куринской впадины, установленные для этого горизонта, свидетельствуют о сильнейшем опреснении. Даже осевую зону Куринского прогиба, наиболее погруженную и удаленную от влияния речного стока (скв. Дайкенц, Сарыцкаляр) занимает биоценоз *Dreissensia distincta*—*Limnea* (*Radix*) *lessonae* Andrus. Преобладающие литофации—песчанистые глины, чередование глин, песков и галечников.

Большинство исследователей отмечают тесную связь этого горизонта с акчагылом и трансгрессивный характер его залегания. Разлив пресных вод завершал акчагыльскую трансгрессию; именно он вызвал расцвет дрейссенсий, микромеланий, лимнеид, теодоксусов, корбикул и даже унионид (на северо-западе Азербайджана). Как подчеркивает А. А. Али-заде (Али-заде, Кадырова, Петрова, Клейн, Кабакова, 1968), почти все представители фауны опресненных слоев имеются в нижележащей, собственно акчагыльской серии. Сохранились здесь также мелкие акчагыльские мактрицы кардиниды (*Mactra subcaspia* Andrus., *Cardium pseudoedule* Andrus. и другие). Лишь некоторые формы явля-

ются черноморскими иммигрантами (например, *Dreissensia eichwaldi* Andrus.). Последнее подтверждает трансгрессивный характер бассей-

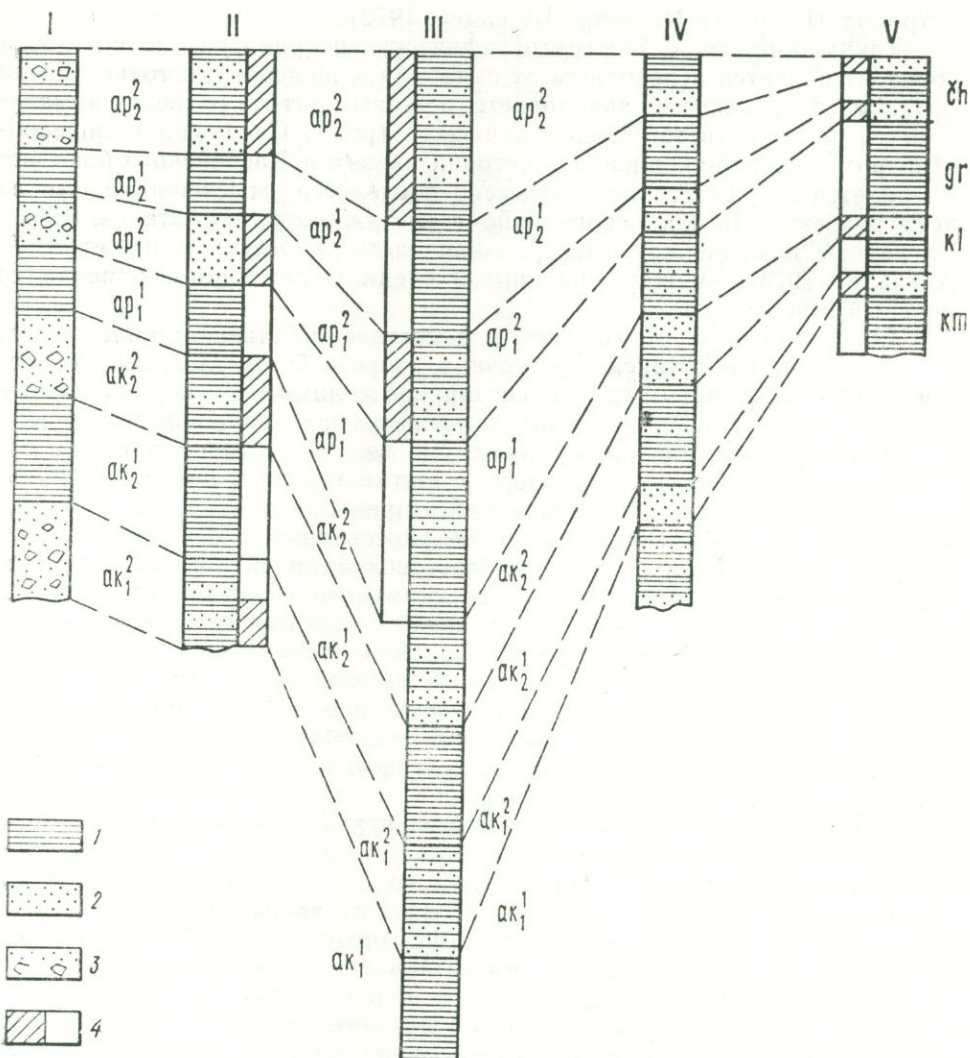


Схема сопоставления разрезов акчагыл-апшерона и куяльница-гурия Терского прогиба, Куринской впадины и южных районов Колхиды. Верт. М 1:1000. Названия разрезов: I—Заманкул в Сунженском хребте; II—Александрийская в низовьях Терека; III—Са-рыуджалар, Булла в низовьях Куры; IV—Аджиноур; V—Гурия; 1—глины; 2—пески; 3—пески с глыбами и валунами; 4—зоны похолоданий и потеплений по данным споро-во-пыльцевого анализа; ar_2^2 —верхний апшерон, верхний горизонт; ar_2^1 —то же, нижний горизонт; ar_1^2 —нижний апшерон верхний горизонт; ar_1^1 —то же, нижний горизонт; ak_2^2 —нижний акчагыл, верхний горизонт; ak_2^1 —то же, нижний горизонт; ak_1^2 —нижний акчагыл, верхний горизонт; ak_1^1 —то же, нижний горизонт; "ch"—чаудин-ские отложения Гурии; gr—гурийские; отложения; kl—куяльницкие отложения; km—киммерийские отложения.

на, так как связь с Черным морем была возможна лишь во время высокого стояния замкнутого Каспия. О широких связях Каспия с Черным морем этого времени свидетельствует также своеобразный комплекс остракод (Негодаев-Никонов, Шнейдер, 1972).

Таким образом, с биостратиграфических позиций рассматриваемый горизонт является переходным от акчагыла к апшерону, с точки зрения ритмостратиграфии им заканчивается крупный ритм в развитии замкнутого Каспия, соответствующий акчагылу (рис.). Следующий апшеронский ритм осадконакопления в истории развития Каспийского бассейна начинается с существенной регрессии последнего, отмеченной почти во всех разрезах Шемахинского района и Аджиноура (Султанов, 1964). За редким исключением (центральная часть депрессии),—пишет А. А. Ализде (1973),—между нижним и средним апшероном отмечаются перерыв и несогласие».

Есть горизонты опреснения и в составе собственно апшеронских отложений. В Шемахинском районе, в разрезе Ортабулаг, выделяются две пачки песчаных глин и песчаников с лимнеями, корбикулями и дрейссенсиями. По Гердыманчаю нижняя из них наращивается бурными суглинками значительной мощности, а верхняя замещается немymi песчанистыми глинами. Есть здесь и третий горизонт немых суглинков континентального типа, завершающий разрез апшерона. К. М. Султанов (1964) склонен объяснять появление опресненных и континентальных пачек изменениями в положении береговой линии апшеронского моря, связанными с колебательными движениями горной суши. Однако сравнение разрезов Ортабулага, Гердыманчая и Аджиноура показывает, что резких изменений в характере осадконакопления на переходе от солонатоводных слоев к опресненным не наблюдается; появление опресненных и континентальных пачек скорее объясняется изменениями в интенсивности поступления пресных вод и обломочного материала со стороны Гердыманчая, Геокчая и других рек, стекавших с Главного Кавказского хребта.

По-видимому, возможно еще более детальное расчленение апшерона, основанное на этом принципе. В разрезе по р. Геокчай выделяется большое число слоев песчано-глинистого состава, которые содержат солонатоводную фауну и отделены друг от друга пачками аналогичных отложений с пресноводными или даже наземными формами. Особенно мощная толща прибрежно-морских и континентальных отложений, как и в Шемахинском районе, отмечена в средней части апшерона (до 350 м), вторая (около 100 м) значительно выше по разрезу и, наконец, третья (около 250 м)—в его кровле. Именно этим толщам или, по крайней мере, первой и третьей из них отвечают опесчаненные и опресненные горизонты в районах, удаленных от берегов бывшего Куринского залива (Хаин, Ахмедов, 1957). Завершающим горизонтом в разрезе верхнего опресненного апшерона в этих местах (Дайкенд, Сарыджалар), по-видимому, является предбакинский горизонт, соответствующий так называемой тюркянской свите. В осевой части Куринской впадины он представлен бурными и серыми глинами или даже песками с редкой галькой мощностью до 200—300 м, с *Dreissensia rostriformis* (Desh.), лимнеидами, меланопсисами, литоглифусами и плянорбисами (Пашалы, 1964; Векилов, 1969).

Аналогичные сопоставления могут быть сделаны и для других территорий, тяготеющих к Каспию. Особенно благоприятно в этом отношении Восточное Предкавказье, где акчагыльские и апшеронские прибрежно-морские и континентальные отложения вскрыты в передовых хребтах, во многом подобных аджиноурских. Особенно интересен разрез Заман-

кулской балки, рассекающей южный склон Сунженского хребта у села Заманкул. Акчагыльские и апшеронские отложения представлены здесь достаточно полно (рис.). В разрезе чередуются грубые пески с галькой и крупными валунами преимущественно андезитового состава, принесенные из долины Терека и его притоков мощными селевыми потоками, в ряде случаев имевшими ледниковое питание (Кожевников, 1964), и тонкообломочные породы (алевриты, глины, глинистые пески). Общая мощность разреза около 1,5 км. Нижняя его часть (до 0,7 км) начинается и завершается туфогенными песками с глыбами андезитов, гранитов, с крупными валунами того же состава. В основании глинистой толщи, их разделяющей, находится слой с обильными *Mastra karabugasica* Andrus., *M. subcaspia* Andrus., *Cardium ex gr. dombra* Andrus., *Potamides* sp. Для кровли верхней грубообломочной пачки А. А. Стеклов (1966) указывает *Chondrula* (*Chondrula*) *tchetchenica* Stekl. и *Helicellacrenimargo* J. Pfr., которые он считает уже апшеронскими. Выше наблюдается мощная глинистая толща, завершающие ее туфогенные пески с глыбами и валунами и еще две аналогичные грубообломочные пачки, разделенные глинистыми интервалами разреза. В глинах содержатся пресноводные остракоды и наземные моллюски. По соотношению с грубообломочными отложениями, которые имеют преимущественно аллювиальный генезис, глины могут рассматриваться как осадки приморских аллювиальных равнин и заливающихся лиманов, а в ряде случаев—как осадки мелкого моря. Скважины, пробуренные вдоль оси Терского прогиба, позволяют проследить грубообломочные пачки и соответствующие им песчаные горизонты к дельте Терека, к опорным скважинам Александрийская и Темиргое (Алексин, Цатуров, 1957; Пештич, Сафонова, 1958). Нижние пески и здесь, так же как в Сунженском хребте, лежат на глинах меотиса. В них содержатся остракоды, жившие в пределах опресненного мелкоморья *Candona albichi* Liv., *Cyprideis littoralis* Br., *Cythere collativa* Suzin.

Верхнеакчагыльский интервал разреза отмечен лишь некоторым опесчаниванием преимущественно глинистой толщи. Однако в апшеронской части разреза все три грубообломочные пачки, зафиксированные в Заманкульской балке, находят свое продолжение в виде песчаных, опресненных горизонтов (рис.). Характерно, что в Терском прогибе для апшерона устанавливаются все те же фазы активизации выноса обломочного материала в предгорный бассейн, что и на юге, в Аджинурском районе. Наиболее крупной из них была позднеапшеронская. В настоящее время работами Е. Е. Милановского (1966) для Большого Кавказа установлено позднеапшеронское чегемское полупокровное оледенение и вполне естественно связывать позднеапшеронское опесчанивание осадков в заливах Каспия и опреснение его вод с влиянием этого горного оледенения на режим рек бассейнов Терека и Алазани.

Чередование опресненных и солоноватоводных горизонтов в разрезе акчагыла-куяльника, апшерона—гурия характерно и для западных районов Кавказа. В литологическом отношении они менее отчетливы, так как пути переноса обломочного материала реками ледникового питания (Кубань, Риони) в данном случае были более протяженными, чем на востоке. В Индоло-Кубанском прогибе опресненные горизонты представлены песками, песчанистыми глинами, иногда суглинками с редкими пресноводными остракодами (*Candoniella albicans* Br., *C. suzini* Schn., *Hyocypris bradyi* Sarz. и др. Стратиграфическая их приуроченность не всегда является вполне ясной. В разрезах Рионской впадины слои с пресноводными формами выделяются в верхнем киммерии (слои Дуаба), на переходе от куюльницких к гурийским осадкам, а также для нижней

чауды этого района (верхнегурийские слои по палеомагнитным данным В. В. Кочегуры и В. А. Зубакова, 1973). Присутствие в них конгерий, дрейссенсий, унионид свидетельствует об интенсивном опреснении прибрежной зоны морского бассейна.

Вероятность причинных связей между активизацией ледниковых процессов в горных районах и опреснением мелководий предгорных бассейнов подтверждается палинологическими данными (Маслова, 1960; Шатилова, 1967; Исаева-Петрова, 1972). Спорово-пыльцевые диаграммы составлены для скважин Александрийская (Терский прогиб), островов Булла, Обливной (в 30 км севернее устья р. Куры) и сводного разреза антропогена юга Рионской впадины. В развитии термофильной растительности горных районов устанавливаются фазы широкого распространения темнохвойных ассоциаций и появления березового редколесья в высокогорной зоне при одновременном сокращении широколиственных. Фазы эти соответствуют опесчаненным и опресненным горизонтам каспийских и черноморских разрезов (рис.). Наиболее высокое содержание *Betulaceae* характерно для спорово-пыльцевых спектров верхнего апшерона и гурийско-чаудинских слоев, что свидетельствует о резких смещениях растительных зон в пределах Кавказа под влиянием чегемского оледенения. Сходные изменения в составе спорово-пыльцевых спектров, отмеченные для более низких частей разреза (вплоть до нижнего акчагыла), также связаны, вероятно, с влиянием горных оледенений того или иного масштаба или, по крайней мере, с крупными похолоданиями.

Опреснение вод замкнутого Каспия, вызванное активизацией речного стока под влиянием горных оледенений, было основной причиной переформирования каспийских фаун. На это определенным образом указывал С. А. Ковалевский (1936), идеи которого об опреснении Каспия в конце апшерона за счет таяния больших ледниковых масс поддерживает А. А. Ализаде (1973). Он цитирует высказывания С. А. Ковалевского о великом коджашенском оледенении, ледяные массы которого непосредственно погружались в воды Каспия, резко снижая, особенно у берегов, их температуру. Подобная крайняя позиция, конечно, вряд ли оправдана и только дискредитирует в основе своей правильные представления о связи фаз опреснения Каспия с ледниковыми явлениями в горах, о влиянии периодических опреснений прибрежных вод на эволюцию морских фаун Кавказско-Карпатского региона.

Доказанность причинной зависимости между эволюцией каспийских фаун и фазами опреснения каспийских вод позволяет именно их положить в основу стратиграфического расчленения акчагыла и апшерона, предложив вместо традиционного трехчленного их деления двучленное, с последующим расчленением на четыре горизонта—два солоноватоводных и два опресненных, чередующихся между собой (Кожевников, 1966, 1968). Для акчагыла эти горизонты уже выделены. Сравнивая схемы расчленения акчагыла, созданные В. П. Колесниковым (1940), К. А. Ализаде (1954) и А. А. Ализаде (1969), можно заметить, что А. А. Ализаде выделяет горизонт опреснения в середине акчагыла. Он даже обособляет его в средний подъярус акчагыльского яруса. Верхнеакчагыльский не менее яркий горизонт опреснения им почему-то не рассматривается, однако последний обособлен в схемах В. П. Колесникова (1940) и К. А. Ализаде (1954) и также в качестве самостоятельного верхнего подъяруса акчагыла. Если совместить обе схемы, получаем наиболее правильную—с четырехчленным стратиграфическим подразделением. Аналогичное четырехчленное подразделение возможно и для апшерона (рис.).

При сравнении палинологических характеристик черноморских и каспийских разрезов бросается в глаза совпадение «нижнечаудинского» (верхнегурийского) похолодания с верхнеапшеронским, верхнекуяльницкого с верхнеакчагыльским и даже верхнекиммерийского—с похолоданием в верхней части нижнего акчагыла (рис.). Это свидетельствует в пользу синхронности с акчагылом значительного интервала разреза киммерия. Похолодания эти влияли и на развитие пресноводных моллюсков. Так, А. Л. Чепалыга (1972) отмечает исчезновение левантинских скульптурированных форм и появление фауны современного типа в верхах акчагыла. Аналогичная фаза угасания плиоценовых элементов пресноводной фауны, наступившая после возрождения скульптурированных форм в нижнем апшероне, выделяется им и для верхнего апшерона, на переходе к низам плейстоцена.

В предгорьях Карпат и Крыма возможности климатической ритмо-стратиграфии по сравнению с Кавказским регионом более ограничены. По скважинам Индола-Кубанского прогиба в низовьях Индола, в Привашье, для акчагыльско-куяльницких и апшеронско-гурийских отложений выделяются залегающие среди глин песчаные горизонты, которые можно было бы связать с фазами увлажнения климата Крымских гор. Однако недостаточная послойная фаунистическая характеристика разрезов и отсутствие палинологических данных не позволяют сделать это вполне обоснованно. Здесь пока решаются более общие вопросы—синхронность акчагыла и куюльника, апшеронских и гурийских отложений, возрастные рамки таврской свиты Альминской впадины и др. Причем данные С. И. Варушенко (1968) свидетельствуют о том, что собственно акчагыльские слои с мактрами подстилаются и перекрываются слоями с куюльницкой фауной. Правда, верхний куюльник здесь одесского типа, содержащий комплекс остракод с формами, характерными для каспийского апшерона (*Limnocythere scharapovae* Schw., *Candona elongata* (Schw.), *Cytherissa bogatschevi* Liv. и др.). Аналогичный смешанный черноморско-каспийский комплекс остракод развит также в вышележащих апшеронско-гурийских отложениях. В частности, он встречен в большей верхней части разреза таврской свиты (определения Н. Н. Найдиной). В целом киммерийско-гурийский разрез Крымских предгорий сложен осадками прибрежных аллювиальных равнин, лиманными осадками и замещающими их опресненными морскими толщами, в которые на разных стратиграфических уровнях вклиниваются слои с солоноватоводной фауной.

Послепонтические бассейны, окружающие Карпаты,—дакийский, левантинский,—были пресноводными. Здесь влияние опреснения на развитие фауны моллюсков в целом очевидно, но мало что дает для подробного стратиграфического расчленения. Однако анализ погоризонтного распространения прозодакн, пахидакн и чисто пресноводных форм при одновременном изучении остракод и диатомей, по-видимому, мог бы привести к обособлению фаунистических комплексов с различными условиями существования, особенно для нижней дакийско-левантинской части разреза.

Отсутствуют возможности и для прямой палеоклиматической интерпретации: разрез слабо изучен в палинологическом отношении. Лишь для Чоп-Мукачевской впадины Закарпатья имеются спорово-пыльцевые характеристики, указывающие на общее похолодание климата к концу формирования киммерийско-куяльницкой закарпатской серии (юбилеи *Betulaceae*), а также во время накопления чопской свиты, отвечающей верхам куюльника (обилие хвойных, *Betulaceae*, исчезновение *Celtis*). Тем не менее изменения литологии осадков снизу вверх по разрезу отчетливо фиксируют фазы активизации выноса песчаного материала в

зону предгорий. В разрезе предкарпатского прогиба по линии Фокшаны-Браила прослеживаются две мощные песчаные пачки в дакийском интервале разреза, одна в середине левантина и три в верхней его части. Песчаники продолжают в юго-восточном направлении предгорные галечники Кындешти и Фретешти, отвечающие, судя по находкам остатков млекопитающих, верхам акчагыла-куяльника и апшеронско-гурийскому времени.

Аналогичный подход, как оказалось, применим и к расчленению более молодых предгорных серий, сложенных осадками внутренних морских бассейнов. Наиболее показательным районом в этом отношении вновь оказывается Куринская впадина и ее окраины.

Бакинские слои в глубоких частях Куринского залива древнего Каспия преимущественно глинисты и связаны с нижележащими отложениями постепенными переходами. Однако в них (Сарыджаляр, Дайкенд) встречены песчаные и даже галечные прослои значительной мощности. Галька малокавказского происхождения (Пашалы, 1964). Наличие в соседних районах сплошь глинистых толщ бакинского возраста не позволяет относить появление в разрезе песка и гальки за счет регрессивных колебаний уровня моря, которые в таком случае должны были быть весьма значительными, тем более что обогащение опесчаненных горизонтов грубообломочными породами намечается не только в юго-западном, но и в северо-западном направлениях. Ряд разрезов свидетельствует о двукратном опесчанивании осадков Куринского залива в бакинской время. В разрезах Аджиноура наиболее опесчаненной оказывается верхняя часть нижнеушталской свиты, сопоставляемой с бакинскими отложениями.

Нижнехазарская (гюргянская) толща отличается от бакинских осадков значительно большим количеством песчаного и грубообломочного материала. Последний концентрируется главным образом в нижнем и, особенно, в верхнем ее горизонтах. В скважинах Сарыджаляра и Дайкенда в прослоях песка верхней части свиты имеется галька туфопесчаников малокавказского происхождения. Верхнехазарские отложения в тех же разрезах более глинисты по сравнению с гюргянскими, но и в их составе, в основании и кровле толщи, имеются песчаные пачки, которые в западном направлении увеличиваются в мощности и обогащаются грубообломочным материалом. Все эти горизонты (их четыре) отличаются повышенным содержанием пироксенов, роговой обманки и магнетита, что свидетельствует о сносе терригенного материала главным образом с юго-восточного склона Большого Кавказа (Пашалы, 1964). В разрезах Аджиноура нижнехазарские (гюргянские) слои сопоставляются с верхнеушталской суглинисто-песчано-галечной свитой, а верхнехазарские—с ивановской валунно-галечной. Обе они представляют собой предгорные выносы кавказских рек, имевших необычный для них режим питания, связанный с возникновением крупных горных оледенений. Особенно характерна в этом отношении ивановская свита, валунный аллювий которой в ряде мест содержит глыбы шахдагских известняков и андезитов лагич-вандамского типа размером до 3 м в поперечнике. Глыбы, по-видимому, принесены мощными долинными селями. Аналогичный генезис глыбовых накоплений, залегающих среди верхнехазарского аллювия, установлен для северных предгорий Большого Кавказа в бассейне Терека (Великовская, Кожевников, 1959; Кожевников, 1964). Связанное с развитием оледенения Большого Кавказа усиленное поступление пресных вод и грубообломочного материала фиксируется для хазарского времени не только в речных долинах бассейна Терека, но также среди морских отложений Терского прогиба, причем

наиболее опесчаненной, как и в Куринской впадине, оказывается нижнехазарская (гюргянская) толща. В целом значительные мощности, крупность обломочного материала, слабая его сортированность, мощные супеси и суглинки, перекрывающие русловые фации на выходе из гор, весьма характерны для аллювиальных отложений среднего плейстоцена в предгорьях Кавказа (Алазани, Терек, Кодори, Ингури), Северного Крыма (Бельбек, Альма, Салгир), Карпат и Высоких Татр (Стрый, Терепля, Сан, Ваг, Дунаец).

В ряде случаев к детализации стратиграфических схем приводит применение обычной геолого-геоморфологической методики. Известно (Федоров, 1957; Векилов, 1969), что на берегах Каспия в пределах Азербайджана и Дагестана прослеживается до 4—6 морских хазарских абразивно-аккумулятивных террас. Наиболее молодые среди них по последним датировкам (Зубаков, Кочегура, 1973) относятся к верхнему плейстоцену и соответствуют примерно гирканской трансгрессии. Но первые четыре, вне всякого сомнения, фиксируют длительные этапы трансгрессивного состояния замкнутого Каспия в хазарское время. Вряд ли формирование этих террас с их достаточно мощным аккумулятивным покровом следует объяснять только неотектоническими причинами—поднятие Восточного Кавказа лишь способствовало их обособлению. Аналогичные причины объясняют появление и более поздней террасовой лестницы, соответствующей гирканско-хвалынского циклу (не менее четырех уровней). Решающее значение климатических влияний при формировании каспийских террас доказывается их полным соответствием террасам рек, постепенными переходами одних в другие. Хазарских речных террас в долинах северо-восточного Азербайджана, по данным Б. Г. Векилова (1969), не менее четырех, столько же выделяется для гирканско-хвалынского времени. В пределах Восточного Кавказа имели место оптимальные темпы поднятия, благоприятные для фиксации древних террасовых уровней, так же как в Куринской впадине—оптимальные темпы опускания, способствовавшие формированию в условиях мелководья опесчаненных свит с последующим их захоронением. Террасы речных долин Восточного Кавказа и аллювиальные свиты, их слагающие, отвечают крупным этапам активизации речного стока и выноса обломочного материала, связанным с существенными изменениями климата, приводившими к возникновению горных оледенений. Их обособление, сопоставление с морскими террасами, с горизонтами опесчанивания-опреснения в морских осадках должно быть положено в основу детального стратиграфического расчленения хазарских отложений. При этом, естественно, нельзя не учитывать регрессивные фазы в развитии Каспия, а также соответствующие им фазы врезания речных долин в горах и предгорьях.

В большинстве случаев число свит и террас на континенте не соответствует числу опесчаненных свит в морском разрезе, что является следствием несовпадения темпов эрозии и аккумуляции, с одной стороны, и поднятий или опусканий—с другой. Особенно резко это несоответствие проявилось в верхнем плейстоцене. В разрезах прибрежно-морских осадков гирканско-хвалынского цикла фиксируется не более двух свит, обогащенных песчано-галечным материалом. Между тем в предгорьях выявлено не менее 4—5 низких террас, относящихся к верхнему плейстоцену-голоцену. В некоторых горных и предгорных районах, где поднятия были несколько более интенсивными, число террас возрастает до 6—9 (Сулак, Асса, Урух, Кубань, Кодори, Прут, Тиса, Терепля, Ваг, Дунаец). Причем террасы эти не являются локальными. В ряде случаев они, переходя во флювиогляциальные дельты-соловараки,

прослеживаются к конечноморенным грядам в верхнеплейстоценовых трогах (Кубань, Теберда, Дунаец, Ваг) и фиксируют, таким образом, существенные изменения в режиме жидкого и твердого стока рек, соответствующие определенным стадиям и фазам горного оледенения (Кожевников, 1962, 1970). Другими словами, пути дальнейшей детализации стратиграфического деления верхнего плейстоцена ведут в горы. В то же время можно себе представить условия интенсивного погружения морского дна, где все эти стадии и фазы фиксируются в осадках вплоть последовательно и будут выявлены в дальнейшем. Примером такой детальности в подразделении морских осадков являются схемы, разработанные для поздне- и послеледниковых отложений Черного моря (Невесская, Невесский, 1961). Расширение геологических работ на Черном море, в районах, примыкающих к Керченскому проливу и Рионской впадине, рано или поздно должно привести к накоплению столь же детальных материалов, касающихся более глубоких горизонтов морского плейстоцена.

Стратиграфическое подразделение плейстоцена черноморского побережья в принципе должно быть не менее сложным, чем в Каспийском бассейне. Трансгрессии Каспия возникали в процессе нарастания равнинных и горных оледенений; регрессии вызывались сухим и суровым климатом кульминационных фаз ледниковий и продолжались в межледниковьях, так как климат, все более и более теплый, оставался сухим, и водный баланс замкнутого Каспия не мог быть положительным. Подобный ход событий верен и для Черного моря, но здесь колебания уровня были менее контрастными, и, главное, регрессии, возникавшие в связи с кульминациями оледенений, в межледниковьях сменялись внедрением соленых вод со стороны Средиземного моря. Так было, по крайней мере, начиная с поздней (шапсугской) фазы первой древнеэвксинской трансгрессии (Островский, Щелинский, 1969).

Спектры речных террас в долинах, выходящих к Черному морю, так же сложны, как и в долинах Каспийского бассейна. Яркий тому пример—долина р. Кодори, где на выходе из передовых хребтов выделяется до 12 надпойменных террас. Две из них (IX—X) отнесены к эоплейстоцену, три (VI—VIII)—к среднему, четыре (V, IV и ее уровни)—к верхнему плейстоцену и три (III—I)—к голоцену. Привычная черноморская схема с ее чаудинской, древнеэвксинско-узунарской и карангатской морскими террасами явно не соответствует этому долинному спектру. В процессе картирования кавказских предгорий, которое проводилось автором в 1956—61 гг., в этой связи предполагалось существование среднеэвксинской трансгрессии, причем между Геленджиком и Туапсе на относительных высотах 30—35 м для нее был выявлен самостоятельный террасовый уровень, позже обозначенный А. Б. Островским (1968) как ашейский. Карангатские уровни (ранний и поздний), вопреки мнению П. В. Федорова (1963), воспринимались как существенно разновозрастные. Некоторая детализация хода событий, наметившаяся в настоящее время в работах А. Б. Островского (1968), как будто ликвидирует выявленное несоответствие морских и долинных террасовых спектров, но лишь в самом общем виде. Дело в том, что сопоставление речных и морских террас черноморского побережья не может быть проведено лишь по их положению в рельефе. Большинство террас крупных, транзитных речных долин отвечает ледниковым этапам их развития. Именно эти террасы имеют в долинах наиболее широкое распространение вплоть до прибрежной зоны, что, видимо, объясняется особыми условиями питания транзитных рек Кавказа и Крыма в ледниковые эпохи и иным положением береговых линий по сравнению с современностью. В

межледниковьях террасообразование также не прекращалось. Типичными межледниковыми террасами являются I террасы рек и их поймы, связанные с новочерноморской и нимфейской трансгрессиями. Но древние межледниковые речные уровни, отмеченные кое-где в приустьевых частях мелких речных долин Черноморского побережья Кавказа (Островский, 1968), в долинах рек, имевших ледниковое питание, в значительной мере уничтожены при формировании террас, соответствующих ледниковым эпохам.

Это положение можно проиллюстрировать конкретными примерами: в долине Кодори типично ледниковыми являются V терраса, а также IV и ее уровни, тяготеющие к регрессивным береговым линиям Черного моря. Можно видеть, как V надпойменная терраса погружается вниз по течению с 50 м относительной высоты у с. Кодори до 10 м у приморской ст. Адзюбжа, а IV, имея 30 м высоты у с. Ганахлеби, близ с. Владимировка уходит к уровню I террасы.

Террасы, сходные с V долины Кодори, опускающиеся к отметкам около 10—12 м над уровнем моря, прослеживаются также по Гумисте, Псоу и Мзымте. Они моложе раннекарангатской и древнее позднекарангатской морских террас. В Восточном Крыму, по крайней мере, четыре низких террасы долины р. Судак и ряда более мелких располагаются ниже раннекарангатского морского уровня (г. Сокол, мыс Карангат, оз. Эльтиген). Высота раннекарангатской террасы—16—18 м. В то же время в Судакской бухте есть и позднекарангатская терраса, ранее (Муратов, 1960) в таком качестве для этого района не выделявшаяся. Высота ее над уровнем моря—5—9 м. Она прислонена к IV судакской речной террасе выходящей здесь к современной береговой линии.

V терраса Кодори и IV терраса Судака соответствуют, по-видимому, предпозднекарангатской регрессии (абс. отм.—100 м) и тебердинскому (раннебезенгийскому) оледенению Кавказа. IV терраса Кодори и III терраса Судака опускаются к уровню последней новоэвксинской регрессии Черного моря (абс. отм.—60—70 м) и, следовательно, отвечают позднебезенгийскому оледенению кавказской схемы (Милановский, 1966).

По ряду долин кавказского побережья Черного моря (Джубга, Аше, Агой, Шахе, Псезуапсе и др., включая Мзымту) Островский (1968) выделяет до семи речных террас и прямо сопоставляет их с верхнечаудинской, древнеэвксинской, узунларской, ашейской, карангатскими и новочерноморской морскими террасами, не выделяя террас, отвечающих ледниковым этапам развития речных долин, связывая с ледниковыми этапами лишь выработку долинных переуглублений и аллювий, их выполняющий. Подобный подход представляется достаточно логичным. Однако примеры, приведенные выше, позволяют думать, что ход событий в долинах, даже незначительных по своим размерам, отличался большей сложностью. Полнота геологической летописи в разных случаях различна, и для выявления всех без исключения этапов развития речных долин, если это вообще достижимо, важно иметь сравнительный материал по многим и, главное, разномасштабным долинам Крымско-Кавказского побережья. Вывод о формировании большей части речных террас под влиянием оледенений при построении сводных стратиграфических схем приводит к необходимости не столько сопоставлять их с морскими террасами побережья, сколько противопоставлять те и другие, фиксируя, таким образом, не только ледниковые, но и межледниковые интервалы истории геологического развития Кавказа и Крыма.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л. И.* Основные этапы истории развития раннеантропогенной фауны млекопитающих Восточной Европы. Автореферат диссертации, М., 1974.
- Алексин А. Г., Цатуров А. И.* Результаты опорного бурения по Терско-Кумской равнине. Тр. ВНИГРИ, вып. 3, 1957.
- Ализаде А. А.* Акчагыл Азербайджана. «Недра», Л., 1969.
- Ализаде А. А.* Апшерон Азербайджана. «Недра», М., 1973.
- Ализаде А. А., Кадыров З. К., Петрова О. И., Клейн Л. Н., Кабакова Р. И.* Фауна и стратиграфия верхнеплиоценовых отложений Азербайджана. В кн.: «Граница третичного и четвертичного периодов». «Наука», М., 1968.
- Ализаде К. А.* Акчагыльский ярус Азербайджана. Изд. АН Аз. ССР, Баку, 1954.
- Варущенко С. И.* Анализ неотектоники равнинного Крыма. Автореферат диссертации. М., 1968.
- Векилов Б. Г.* Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. «Элм», Баку, 1969.
- Великовская Е. М., Кожевников А. В.* О происхождении мореноподобных толщ в долинах Терека, Гизельдона и Уруха. Вестник МГУ, сер. биол., геол., геогр., № 2, 1959.
- Жижченко Б. П.* О границе между плиоценом и антропогеном по фауне морских моллюсков. Тр. комисс. по изуч. четв. периода, т. XX, М., 1962.
- Жижченко Б. П.* Основы корреляции третичных отложений южных областей Советского Союза. В кн.: «Граница третичного и четвертичного периодов». «Наука», М., 1968.
- Зубиков В. А., Кочегура В. В.* Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. В кн.: «Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия». Л., 1973.
- Исаева-Петрова Л. С.* Реконструкция вертикальной поясности растительности восточной части Большого Кавказа в апшеронском веке. В кн.: «Палинология плейстоцена». М., 1972.
- Ковалевский С. А.* Континентальные толщи Аджиноура (стратиграфия и генезис). Азнефтеиздат, Баку—М., 1936.
- Кожевников А. В.* Верхний плейстоцен долин Теберды и Кубани. Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода, № 27, 1962.
- Кожевников А. В.* Особенности строения аллювия горных рек и древнее оледенение Кавказа. Инф. сб. о работах по МГГ, № 10. Тр. Междувед. совещ. по изуч. оледенения Кавказа, Изд. МГУ, М., 1964.
- Кожевников А. В.* Эоплейстоцен Поволжья и предгорий Кавказа. В кн.: «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена». Изд. МГУ, М., 1966.
- Кожевников А. В.* Нижняя граница и стратиграфическое расчленение антропогена Кавказско-Карпатской области. В кн.: «Граница третичного и четвертичного периодов», «Наука», М., 1968.
- Кожевников А. В.* Некоторые закономерности формирования низких террас горных рек. Вестник МГУ, сер. геол., № 3, 1970.
- Колесников В. П.* Средний и верхний плиоцен Каспийской области. «Стратиграфия СССР», т. 12, Неоген, М.—Л., 1940.
- Краснов И. И., Никифорова К. В.* Схема стратиграфии четвертичной (антропогенной) системы, уточненная по материалам последних лет. В кн.: «Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии». К IX Конгрессу JNQUA Изд. ГИН АН СССР, М., 1973.
- Маслова И. В.* Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по ядру Александрийской опорной скважины (р-н г. Кизляр). Тр. ВНИИГАЗ, в. 10(18), 1960.
- Милановский Е. Е.* Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального

- Кавказа. В кн.: «Проблемы геологии и палеогеографии антропогена», Изд. МГУ, М., 1966.
- Муратов М. В.* Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолиздат, М., 1960.
- Невесская Л. А., Невесский Е. Н.* О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. ДАН СССР, т. 136, № 5, 1961.
- Негодаев-Никонов К. Н., Шнейдер Г. Ф.* Фауна остракод и некоторые вопросы границы четвертичной системы. Межд. коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». Сб. докл. III Изд. АН СССР, М., 1972.
- Никифорова К. В.* О стратиграфическом объеме плиоцена по данным фауны млекопитающих. Тр. Комисс. по изуч. четвертичн. периода, т. XIX. Изд. АН СССР, М., 1962.
- Островский А. Б.* Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья СЗ Кавказа. Автореферат диссертации, 1968.
- Островский А. Б., Шелинский В. Е.* Новые данные об узунларских слоях Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV (2), 1969.
- Пашалы Н. В.* Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Баку, 1964.
- Пештич Е. Л., Сафонова В. С.* Разрез опорной скважины Темиргое № 1 на Северном Кавказе. В кн.: «Геология и геохимия». Гостоптехиздат, М., 1958.
- Стеклов А. А.* Наземные моллюски неогена Предкавказья и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 163. «Наука», М., 1966.
- Султанов К. М.* Апшеронский ярус Азербайджана. Баку, «Азнешр», 1964.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР, в. 10, М., 1957.
- Федоров П. В.* Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. Тр. ГИН АН СССР, вып. 88, М., 1963.
- Хаин В. Е., Ахмедов Г. А.* Геологическое строение Азербайджанской ССР по материалам опорного бурения. Тр. ВНИГРИ, вып. 3, 1957.
- Чепалыга А. Л.* Неоген-четвертичная граница по данным фауны пресноводных моллюсков. Межд. коллоквиум по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». Сб. докл. III, М., 1972.
- Шатилова И. И.* Палинологическая характеристика куяльницких, гурийских и чаудинских отложений Гурии. «Мецниереба», Тбилиси, 1967.
- Шевченко А. И.* Опорные комплексы мелких млекопитающих плиоцена и нижнего антропогена юго-западной части Русской равнины. В кн.: «Стратиграфическое значение антропогеновой фауны млекопитающих». «Наука», М., 1965.

В. А. ЗУБАКОВ, В. В. КОЧЕГУРА,
Н. Г. СУДАКОВА, В. Н. ШЕЛКОПЛЯС

КОРРЕЛЯЦИЯ НОВЕЙШИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЯ И РУССКОЙ РАВНИНЫ С ПОМОЩЬЮ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

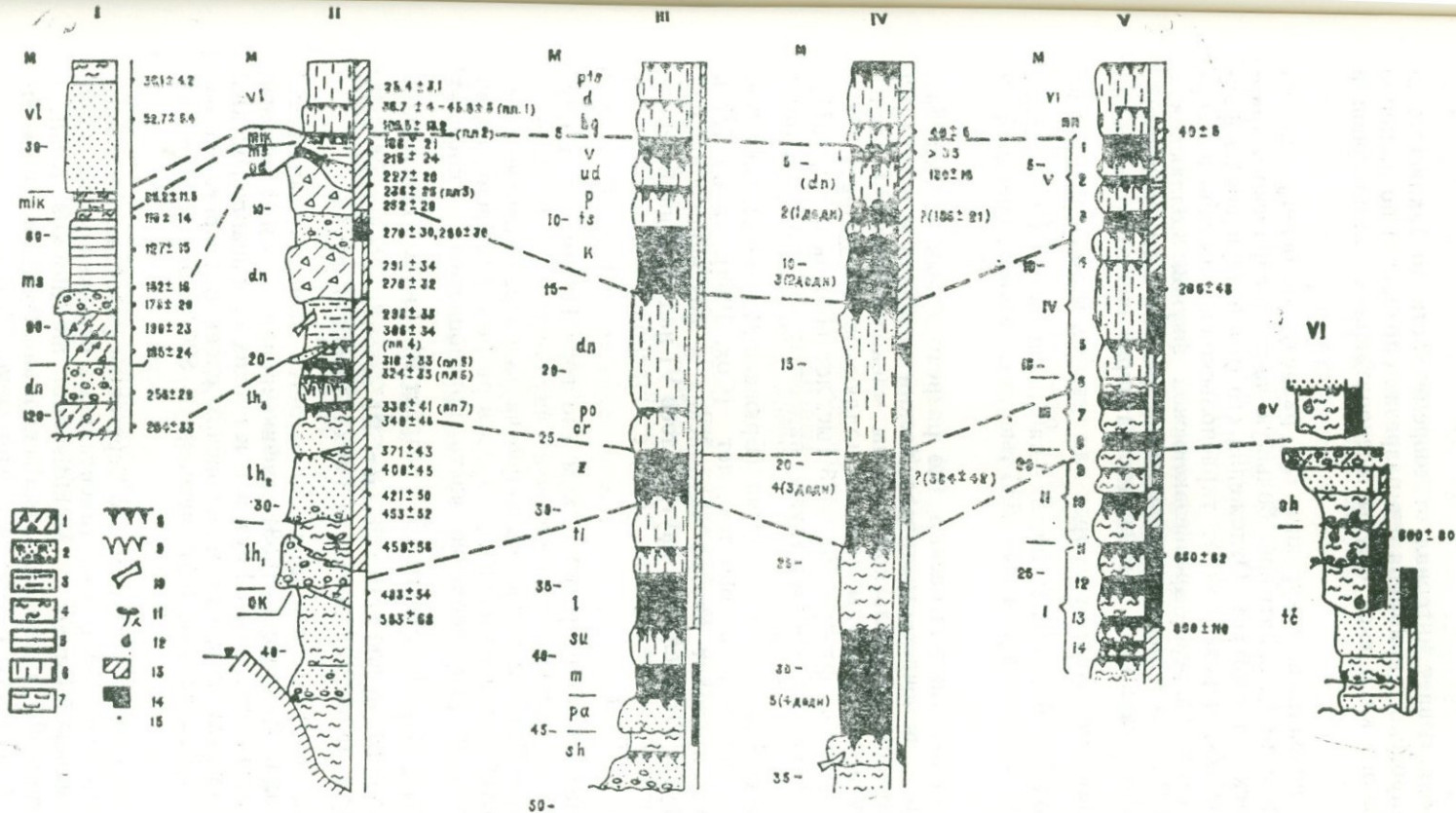
Корреляция новейших отложений Черноморского и Каспийского бассейнов между собой, с одной стороны, и Понто-Каспия и Русской равнины—с другой, является важнейшей проблемой.

В основу проведенной корреляции положено изучение хорошо известных опорных разрезов трех районов с помощью всех доступных физико-химических методов, из которых наиболее широко использовались палеомагнитный (ПМ), термолюминесцентный (ТЛ) и радиоуглеродный (C^{14}). Итогом исследования явилась рабочая геохронологическая шкала новейшего этапа геологической истории СССР (в интервале 3,3 млн. лет), фрагмент которой представлен в таблице 1.

Геохронологическая шкала новейшего этапа включает общие (глобальные) геохронологические подразделения палеомагнитного содержания (магнитомеры) и региональные хронологическо-стратиграфические подразделения палеобиологического и палеоклиматического содержания (биомеры и климатомеры).

Основным подразделением шкалы являются сезоны, за которые принимаются наименьшие интервалы с определенной геомагнитной полярностью (нормальной или обратной), которые могут быть глобально идентифицированы с помощью хронометрических данных, и регионально—с помощью биостратиграфических. Сезоны группируются во вспомогательные подразделения—и а д с е з о н ы, соответствующие по объему и содержанию «эпохам» геомагнитной полярности Брюнеса, Матюямы и Гаусса, выделенным Коксом, Доллом и Далримплом (1968). Сезонам предлагаются географические названия и номерная индексация символов зон прямой и обратной полярности со знаком вектора (\vec{N} 1, 2, 3... и \vec{R} 1, 2, 3...). Мелкие магнитомеры, которые не могут «опознаваться» в разрезах по палеобиологическим признакам, по причине краткости соответствующего им времени, выделяются в эпизоды (случаи).

Для биомеров в шкале используется традиционная бинарная терминология: зона, горизонт, слон—для стратиграфических единиц и «время»—для их временных эквивалентов. Для обозначения климатомеров принята иерархическая система, предложенная ранее одним из авторов: звено-интервал, раздел-пора, климатолит—климатохрон, стадия, фаза, осцилляция (Зубаков, 1959, 1968). Без указания на таксономический ранг климатомеры разделяются на подразделения с противоположной палеоклиматической характеристикой: криомеры (КМ) и термомеры (ТМ) с региональным географическим названием.



Корреляция некоторых опорных разрезов новейших отложений ледниковой зоны Русской равнины и Причерноморья.

1—морена, 2—песчано-галечные отложения, 3—алеврит, 4—глина, 5—ленточные образования, 6—лессовидные отложения, 7—мергель, 8—погребенные почвы и гумусовые горизонты, 9—псевдоморфозы по жильным льдам, 10—фауна млекопитающих, 11—растительные остатки, 12—раковины морских моллюсков; зоны с остаточной намагниченностью: 13—прямой, 14—обратной.

I—VI—Опорные разрезы: I—Ростово-Ярославский (скв. 33) по З. В. Алешинской, В. Г. Гуновой и Н. Г. Судаковой, II—Чекалинский (Лихвинский)—по Н. Г. Судаковой, В. А. Ильичеву, С. С. Фаустову и др., III—Старые Кайдаки—по М. Ф. Векличу и А. Н. Третьяку (1967), IV—Мелекино—по А. А. Величко и М. А. Певзнеру (1973), V—Цокур и VI—Омпарети-Уреки—по В. А. Зубакову, В. В. Кочегуре и В. Н. Шелкоплясу.

Понто-Каспийская шкала сезонов охватывает временной интервал в 3,3 млн лет и включает 11 основных подразделений (табл. 1), которые кратко и рассмотрим.

$\bar{N}0$ сезон охватывает интервал от современности до заключительной стадии днепровского криомера и в разрезах опознается по наличию остатков волжского комплекса фауны млекопитающих (мамонтной и хазарской).

$\bar{R}0$ сезон, названный цокурским (по разрезу на берегу лимана Цокур, Таманский п-ов), охватывает большую часть днепровского криохрона и лихвинский термохрон. Отложения его охарактеризованы фауной млекопитающих, переходной от тираспольской к волжской, а в морском черноморском разрезе—древнеэвксинской фауной моллюсков с *Didacna pallasii* Prav. и первыми средиземноморскими иммигрантами—*Balanus* sp. и *Abra ovata* Phil. В магнитостратиграфическом отношении

$\bar{R}0$ сезон, по-видимому, состоит из трех или четырех \bar{R} эпизодов, разделенных \bar{N} эпизодами. Верхний \bar{R} эпизод—чаганский, по С. С. Фаустову и др., датируется ТЛ методом в 266—285 тыс. лет; нижний, урекский—в 330 ± 58 тыс. лет.

$\bar{N}1$ сезон, названный платовским (по разрезу у быв. с. Платово, близ г. Таганрог), включает стратиграфический интервал с остатками колкотовской (позднетираспольской) фауны млекопитающих и бакинской (позднечаудинской) фауны морских моллюсков. ТЛ возраст 378—420 тыс. лет. Возраст по фтору—402—445 тыс. лет (Гожик и др., 1971).

3 указанных сезона соответствуют надсезону—«эпохе» Брюнеса по схеме Кокса (1965). $\bar{N}1/\bar{R}1$ инварсия (Брюнеса-Матуямы), датированная аргоновым методом в 690 тыс. лет (Сох, 1969), а по ТЛ в 600 ± 80 тыс. лет, проходит внутри чаудинских и позднеапшеронских (Зубаков, Кочегура, 1971) слоев и внутри слоев VI надпойменной террасы Днестра (Поспелова, Гнибиденко, 1972) с тираспольским комплексом фауны (Чепалыга, 1967).

$\bar{R}1$ сезон, названный цвермагальским (по горе Цвермагал в Грузии), охватывает большую часть разреза чаудинских s. l. слоев с *Didacna tschoudae* Pavl., а также большую часть разреза верхнеапшеронских слоев (Зубаков и Кочегура, 1971), а в разрезе покровной серии северного Причерноморья—верхнюю часть красноцветных скифских глин с тремя погребенными почвами. ТЛ возраст $\bar{R}1$ сезона в Цокурском обнажении от 650 ± 62 до 800 ± 110 тыс. лет. $\bar{R}1$ сезону, по нашему мнению, соответствует раннетираспольская (михайловская) фауна.

$\bar{N}2$ сезон, за которым по приоритету остается название харамильского (Кокс, Долл, Далримпл, 1968), зафиксирован в самой нижней части разреза чаудинских слоев Грузии и в верхах среднеапшеронских слоев. Прослой пеплов из среднеапшеронских слоев в разрезе на оз. Зых датирован Л. К. Левским КАг методом в 820 ± 250 тыс. лет (по стеклу).

$\bar{R}2$ сезон, названный ногайским (по береговым разрезам Азовского моря у Ногайска), опознается в континентальных отложениях по наличию остатков таманской фауны с *Archidiskodon meridionalis* Nesti, а в морских—гурийской фауны с *Digressodacna* и апшеронской—с *Parapsheronia propingua* (Eichw.) (Зубаков и Кочегура, 1971).

$\bar{N}3$ сезон, по приоритету именуемый олдувайским (Кокс, Долл,

Далримпл, 1965), устанавливается в нижней части нижеапшеронских слоев, а местами и в кровле акчагыльских, что было зафиксировано еще А. Н. Храмовым (1958). В черноморских разрезах он связан в Грузии с нижней частью гурийских слоев с фауной *Digressodaspa*, а под Одессой—с верхним «одесским» куяльником (Третьяк, 1967). В континентальных отложениях $\bar{N}3$ сезон опознается по наличию переходной хапровско-таманской или одесской фауны.

$\bar{R}3$ сезон предлагается именовать кизилташским, по известному разрезу на Таманском полуострове, где он представлен так называемым таманским акчагылом с *Cardium dombra* (Andr.) и *Avimactra subcaspia* (Andr.) В Каспийской области $\bar{R}3$ сезон соответствует верхнему и среднему акчагылу, а в Черноморской области—типичному куяльнику с „*Didaspa*“ *medeae* Davit. В приазовских и приднестровских разрезах с $\bar{R}3$ сезоном связан хапровский комплекс млекопитающих (Вирна и др., 1971; Поспелова, Гнибиденко, 1972). Методом треков спонтанного деления ядер урана $\bar{R}3$ сезон датирован А. Н. Комаровым в разрезах на р. Баксан в 2,2 млн. лет.

Отмеченные 5 сезонов, от $\bar{R}1$ до $\bar{R}3$, в целом соответствуют надсезону или «эпохе» Матуямы с К—Аг возрастом, по А. Коксу (1969), от 0,690 до 2,430 тыс. лет.

$\bar{N}4$ сезон, названный квабебским (по горе Квабеби, Грузия), охватывает нижний средний акчагыл с *Cardium dombra* (Andr.) и опознается по наличию остатков квабебской (в Закавказье) и котловинской (в Молдавии) фауны млекопитающих. В бассейнах рр. Баксани Чегем с $\bar{N}4$ сезоном связаны крупные излияния андезитовых лав и выбросы ивгнимбритов, возраст которых по К—Аг определяется от 2,2 до 3,0 млн. лет (определения М. М. Аракелянц и Л. К. Левского). В Черноморском бассейне $\bar{N}4$ сезону отвечает нижняя часть куяльницкого горизонта с фауной унионид на Тамани (Поливадина балка) и «переходной» фауной с киммерийскими реликтами—в Грузии.

$\bar{R}4$ сезон (каена-мемэс) и $\bar{N}5$ сезон во многих разрезах Западной Туркмении связаны, по данным Г. З. Гурария и В. М. Трубикина (Меннер и др., 1973) с нижним акчагылом. В то же время в Азербайджане $\bar{R}4$ и $\bar{N}5$ сезоны (а местами и $\bar{N}4$) по разбивке бакинских геологов включаются в состав сураханской свиты (верхи продуктивной толщи). В черноморских разрезах эти сезоны также относятся к верхней части киммерия. Границы биостратиграфических подразделений оказываются, таким образом, сильно «скользящими» во времени.

Палеомагнитное изучение и термолюминесцентное датирование (В. Н. Шелкопляс и В. А. Ильичев) ряда важнейших разрезов ледниковой (Лихвин, оз. Неро, Жидовщица и др.) и лёссовой (Украина, Тамань) областей Русской равнины позволяет наметить предварительную корреляцию этих разрезов с рассмотренной выше шкалой сезонов и наметить хронологию основных климатических колебаний плейстоцена (рис.).

Важнейшим корреляционным рубежом плейстоцена оказывается $\bar{N}O/\bar{R}O$ инверсия (позднецокурская), фиксируемая почти в середине днепровской морены Лихвинского разреза и в середине днепровского

лёсса более южных разрезов (между 4 и 5 погребенными почвами в Цокуре и Мелекино). Эта инверсия с ТЛ возрастом в 260—285 тыс. лет, как это следует из литературных источников и выступлений на нашем совещании, рядом последователей (А. А. Величко, А. Н. Зудин, Ю. Финк) ошибочно, по нашему мнению, отождествляется с инверсией

Брюнеса-Матуямы. Совпадение $\bar{N}O/\bar{R}O$ инверсии и максимального оледенения установлено и в разрезах Западной Сибири и Горного Алтая.

Вторым, не менее важным, корреляционным рубежом является $\bar{N}1/\bar{R}1$ инверсия, фиксируемая внутри первого ледникового горизонта Русской равнины (белорусского) и сульского лёсса Украины. ТЛ возраст ее 600 ± 100 тыс. лет. Стратиграфически обе инверсии различаются тем, что первая приурочена к слоям с волжской (мамонтовой и хазарской) фауной, а вторая—с тираспольской.

Указанные соотношения и ТЛ датировки позволяют предварительно оценить возраст I окского (белорусского, сульского) криомера в 700—600, II окского (s. str.)—тилигульского криомера в 500—460, днепровского—в 310—230, московского—в 220—180 и валдайского—в 70—10 тыс. лет. Соответственно разделяющие их термомеры датируются (табл. 1, рис. 1): беловежский?—лубенский?—в 560—530, лихвинский s. l.—в 460?—580—318, «одинцовский»?—в 230—220, микулинский-мезинский—в 170—90 и брянский—в 60—40 тыс. лет.

Эти ТЛ датировки конечно требуют проверки и уточнения, поскольку сам термолюминесцентный метод еще в стадии разработки. Существенно, однако, отметить, что они находятся в приемлемом соответствии с известными оценками возраста, полученными другими методами. Так, например, по отношению U^{234} и U^{238} мезинский—карангатский термохрон датируется в интервале от 68—88 до 114 (по Х. А. Арсланову), и в 112 ± 2 тыс. лет (Чердынцев, 1966), а сингиль и ранний хазар, коррелируемые с концом лихвина—в более чем 253 и 280 тыс. лет.

Как бы ни были приблизительными полученные датировки, они не оставляют сомнения в ошибочности проводимой некоторыми исследователями корреляции окского оледенения (700—500 тыс. лет) с акчагылом (3—1,7 млн. лет), осташковского—поздневалдайского оледенения (20 тыс. лет)—с раннехвалынской трансгрессией (70—40 тыс. лет), а также бакинской трансгрессии (не более 600—370 тыс. лет) с чаудинской (950—500 тыс. лет).

ЛИТЕРАТУРА

- Аракелянц М. М., Борсук А. М. Опыт К-Аг датирования миоцен-антропогенных магматических пород на примере Большого Кавказа. Тр. XV сесс. ком. по определ. абс. возраста геол. формаций. «Наука», 1970.
- Вирина Е. И., Добродеев О. П., Фаустов С. С. Палеомагнетизм и корреляция новейших отложений юга Русской равнины. В кн.: «Проблемы периодизации плейстоцена». Изд. Географ. общ-ва СССР, Л., 1971.
- Гожик П. Ф., Шевченко А. И., Трацук Н. И. и др. Схема периодизации плейстоцена Украины. В кн.: «Периодизация и геохронология плейстоцена». Изд. Географ. общ-ва СССР, Л., 1970.
- Зубаков В. А., Кочегура В. В. Магнитостратиграфическое расчленение среднего-позднего плиоцена Апшеронского п-ва и Северного Предкавказья. В кн.: «Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии». Изд. Географ. общ-ва СССР, Л., 1971.

- Кокс А., Долл Р., Далримпл Д.* Палеомагнитная стратиграфия четвертичных отложений. В кн.: «Четвертичный период в США». «Мир», М., 1968.
- Меннер В. В., Никифорова К. В., Певзнер М. А.* и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. Изв. АН СССР, геол., № 6, 1972.
- Певзнер М. А.* Палеомагнетизм и корреляция плиоцен-четвертичных отложений. В сб.: Междун. коллокви. по проблеме: «Граница между неогеном и четверт. системой», в. 1, М., 1972.
- Поспелова Г. А., Гнибиденко З. Н.* Палеомагнитные исследования плиоцен-четвертичных террасовых отложений Южного Приднестровья. Геофиз. сб. № 47, «Наукова думка», 1972.
- Третьяк А. Н.* Палеомагнетизм позднетретичных и четвертичных отложений УССР. Геофиз. сб. АН УССР, в. 21, 1967.
- Храмов А. Н.* Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Гостоптехиздат, 1958.
- Чепалыга А. Л.* Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. Тр. ГИН АН СССР, в. 166, «Наука», М., 1967.
- Чердынцев В. В.* Уран—234. Атомиздат, М., 1969.
- Сох А.* Geomagnetic reversals. Science., vol. 193, № 3864, 1969.

Ю. М. ВАСИЛЬЕВ

ПЛЮВИАЛЬНЫЕ И АРИДНЫЕ ЭПОХИ ПЛЕЙСТОЦЕНА В ОБЛАСТИ КАСПИЯ И ИХ ОТНОШЕНИЕ К МАТЕРИКОВЫМ ОЛЕДЕНЕНИЯМ

Временные и пространственные соотношения плювиальных и аридных условий нам представляются как одна из интереснейших проблем четвертичной геологии. В настоящей статье мы попытаемся выявить такие соотношения для юго-востока Русской равнины, области Каспия и прилегающих к нему районов восточного Предкавказья.

В геологической литературе неоднократно уже обсуждался вопрос о причинах каспийских трансгрессий. Сейчас не вызывает сомнений, что они обусловлены не тектоническими движениями и не стоком с севера талых ледниковых вод* в конце материковых оледенений, а климатической обстановкой в области Каспия—плювиальными условиями на юго-востоке Русской равнины и смежных областей. Следовательно, динамика уровня замкнутого Каспийского моря в плейстоцене определялась лишь его водным балансом и потому каспийские трансгрессии можно рассматривать как отражение положительного водного баланса в этой области, а регрессии—как следствие отрицательного баланса, когда количество испаряющейся воды превышает ее приток в море. Далее будет показано, что регрессии Каспия происходили как во время ледниковых эпох в условиях аридного (несмотря на понижение температуры в то время) климата, так и во время межледниковий в сухие тепловые фазы.

Однако масштаб каспийских трансгрессий обусловлен не только степенью гумидности климата в области Каспия. Рассматривая залегающие морских осадков в Манычской долине, можно установить, что **высота уровня каспийских бассейнов определялась помимо климата еще и высотой Манычского порога**, через который происходил слив вод трансгрессирующего моря на запад, и, следовательно, высотой уровней синхронных трансгрессий Азово-Черноморского бассейна. Так, бакинская трансгрессия Каспия, по мнению П. В. Федорова, происходила, видимо, одновременно с чаудинской трансгрессией Приазовья; естественно, уровень бакинского моря, воды которого стекали на запад, не мог быть намного выше уровня чаудинского бассейна.

Нижнехазарская трансгрессия была, по материалам П. В. Федорова и Г. И. Попова, хотя бы отчасти, синхронна древнеэвксинской: воды Каспия, как и раньше, переливались по Манычу на запад и уровень обоих сообщающихся бассейнов был близок к 0 м. Естественно, уровни нижнехазарской и бакинской трансгрессий ограничивались высотой дна

* Сток по долине Волги в эпохи каспийских трансгрессий был не более современного, как об этом можно судить по мощностям, фацциальному и гранулометрическому составу формировавшихся в то время аллювиальных свит. В хвалыинское же время сток по Волге (по тем же признакам) был менее современного.

манычского пролива. Можно представить, что при отсутствии стока по Манычу нижнехазарская и бакинская трансгрессии могли бы достичь значительно более высокого уровня.

В верхнехазарское время размах трансгрессии Каспия целиком определялся только климатом, а не высотой манычского порога, поскольку уровень этого моря не превышал—15 м; воды его, возможно, ингрессировали лишь в долину Маныча.

В промежуток времени между верхнехазарской и нижнехвалынской трансгрессиями весьма существенные изменения произошли в Манычской долине, которая до высоты более 50 м оказалась заполненной континентальными образованиями (толщей озерных осадков, субэральными суглинками). В последующем, в нижнехвалынское время плейстоценовый климат в области Каспия вызвал большой подъем уровня моря (до высоты 48 м), пока воды нижнехвалынского бассейна не стали переливаться через Манычский водораздел, быстро его размывая. Естественно, что при таком высоком подъеме уровня, море заняло огромную территорию Прикаспийской низменности. Несомненно, что если бы Манычский водораздел (порог) имел меньшую высоту, то, соответственно размах трансгрессии был бы меньше (как уже отмечалось выше, высота уровня трансгрессии обусловлена не только положительным водным балансом Каспия, но и высотой Манычского порога).

Уровень сравнительно недавней среднехвалынской трансгрессии по тем же причинам не мог подняться выше абс. высоты 25 м—наивысшей современной отметки Манычского водораздела, а в верхнехвалынское время уровень трансгрессии (0 м) определялся только климатом: увлажненность климата в области Каспия в то время была сравнительно небольшой, и уровень трансгрессии не достиг высоты манычского порога.

Итак, во время каспийских трансгрессий, климатически обусловленных, уровень моря мог подниматься, во-первых, в соответствии со степенью влажности климата, а во-вторых, при наибольшей влажности последнего уровень моря не мог быть выше высоты Манычского порога и высоты синхронных трансгрессий черноморского бассейна. Можно предполагать высокую влажность климата в эпохи бакинской, нижнехазарской, ниже- и среднехвалынской трансгрессий (когда избыток вод Каспия переливался по Манычу на запад) и менее высокую влажность—в верхнехазарское и верхнехвалынское время, поскольку уровни этих трансгрессий не достигали высоты Манычского порога. Наиболее аридная обстановка в области Каспия была естественной во время его регрессий.

Ранее нами было показано, что нижнехазарская трансгрессия предшествовала максимальному оледенению Русской равнины (частично совпадая с его началом), верхнехазарская—предшествовала калининскому оледенению, и только хвалынские трансгрессии происходили, вероятно, в течение последнего ледникового. Значит, можно предположить, что плейстоценовая обстановка в области Каспия была перед началом и в начале днепровского оледенения, относительно небольшое увлажнение климата—перед началом калининского оледенения: наибольшее обводнение было во время последнего оледенения—в эпоху хвалынских трансгрессий.

На западном побережье Каспия и на Нижней Волге достаточно полно представлены отложения, накопившиеся во время регрессий моря. Такие отложения обнаруживают отчетливые взаимосвязи с горизонтами морских осадков. Так, солоноватоводные нижнехазарские слои без размыва перекрыты континентальными желто-бурыми песками, супесями и суглинками, в своем основании несущими криогенные нарушения.

Накопление этих осадков, таким образом, происходило в перигляциальной зоне материкового оледенения при регрессии нижнехазарского моря. Верхнехазарские солонатоводные осадки вложены в только что упомянутые континентальные и морские отложения; в своей верхней части лиманные осадки несут следы мерзлотных нарушений и без перерыва сменяются континентальными образованиями перигляциальной формации. Следовательно, регрессия верхнехазарского моря происходила также в перигляциальной обстановке. Нижнехвалынский морской горизонт сложен, как правило, суглинками, неотличимыми от суглинков других перигляциальных формаций: можно полагать, что трансгрессия раннехвалынского Каспия происходила, скорее всего, во время оледенения. Среднехвалынские морские отложения залегают во врезе в ранее сформировавшихся осадках и смыкаются с перигляциальным аллювием второй террасы Волги. Это также свидетельствует о том, что среднехвалынская трансгрессия происходила в ледниковую эпоху.

Упомянутые выше осадки разновозрастных перигляциальных формаций (образовавшихся в эпохи регрессий Каспия) в общем однотипны. Это—суглинки, супеси и пески желтоватого и коричневатого оттенков, субэаральные и водные—аллювиальные. Они образовались в условиях аридного или семиаридного климата, о чем свидетельствует как сам облик осадков (его мелкозернистость, желто-бурый цвет, отсутствие следов почвообразования), так и содержащиеся в них органические остатки—пыльца ксерофитов, остатки степной фауны. Учитывая присутствие в этих отложениях следов мерзлоты, можно предположить, что климат во время их накопления был не только сухим, но и холодным. Итак, уже в разрезах Нижней Волги обнаруживаются следы чередования плювиальных эпох (хазарские и хвалынские трансгрессии Каспия), и аридных (или семиаридных) эпох, когда Каспий регрессировал и в рассматриваемом районе устанавливался перигляциальный режим.

Точно такие же соотношения морских и континентальных осадков обнаруживаются на западном побережье Каспия в Дагестане и Азербайджане. Единственное отличие заключается в том, что континентальные осадки относятся в этом районе не к перигляциальной, а к аридной формации: они практически не отличимы от перигляциальных, но в них полностью отсутствуют следы мерзлоты. Осадки аридной формации перекрывают (без перерыва) морские ниже- и верхнехазарские слои, указывая тем самым на то, что регрессии этих бассейнов происходили во время накопления осадков аридной формации: сравнительно маломощные морские хвалынские отложения смыкаются с континентальными, сходными с таковыми же более древних аридных формаций.

Имея в виду, что континентальные отложения перигляциальных формаций по Нижней Волге образовались в эпохи оледенений Русской равнины и одновозрастны с осадками аридных формаций западного побережья Каспия, можно было бы сделать вывод о том, что во время материковых оледенений установились сухие и холодные климатические условия в перигляциальной зоне, и аридные—в более южных районах.

В действительности, соотношение рассматриваемых событий оказывается более сложным, чем в предполагаемой схеме. Происходит заметный сдвиг климатических фаз во времени.

Выше говорилось, что каспийские трансгрессии явились отражением плювиальных эпох, и регрессии Каспия происходят в аридных условиях, когда образуются толщи континентальных осадков. Пользуясь уже известными данными о соотношениях трансгрессий с оледенениями, мы приходим к выводу, что каспийские трансгрессии—плювиальные—имели место перед началом и в начале днепровского и калининского

оледенений: похолодания климата в это время, при сохранении его влажности, обусловили положительный водный баланс в области Каспия.

Во время дальнейшего развития оледенений, включая и время максимального распространения ледников, несмотря на весьма вероятное усиление похолодания в это время и, следовательно, понижение испарения, сухость климата возросла настолько, что вызвала резко отрицательный водный баланс Каспия и обусловила его регрессию. Ничем иным регрессию изолированного бессточного озера (связь с Азово-Черноморским бассейном в это время прерывалась из-за понижения уровня Каспия) не могут быть объяснены. На побережьях моря во время оледенений накапливались толщи осадков перигляциальной (Нижняя Волга) и аридной (западное побережье) формаций.

В конце упомянутых ледниковых эпох повышение температур при небольшом увеличении влажности способствовало сохранению отрицательного баланса Каспия, который находился в стадии регрессии.

Несколько иная картина наблюдалась в эпохи хвалынских трансгрессий, которые происходили во время последнего относительно небольшого оледенения. Понижение среднегодовых температур, уменьшение испарения, меньшее чем в прежние ледниковые эпохи влияние ледниковых антициклонов (и поэтому достаточно плювиальный климат) создали положительный баланс Каспия, вызвав его крупные трансгрессии.

Отсюда можно прийти к выводу, что развитие оледенений севера шло параллельно с изменениями климата в области Каспия: во время небольших продвижений ледников (в начале днепровского, калининского оледенений, во время последнего ледниковья) здесь происходило понижение температур при сохранении влажности климата (плювиалы); наибольшие распространения ледников в дальнейшем совпадали по времени с установлением аридных условий в Каспийской зоне. Вероятно, разрастающийся ледник способствовал образованию мощного антициклона, влияние которого распространялось далеко во внеледниковую область, как раз и вызывая развитие своеобразной природы перигляциальной зоны.

Любопытно заметить, что такому ритму изменения климатов во внеледниковой области довольно четко соответствует динамика оледенений Кавказа: будучи в целом синхронными с оледенениями севера, их развитие определяется как общепланетарными похолоданиями, так и, вероятно, атмосферной циркуляцией, создаваемой под указанным влиянием материковых оледенений. Максимальное похолодание климата во внеледниковой области происходило, по-видимому, тогда, когда более всего распространялись материковые оледенения, что способствовало росту и горных ледников. Однако отмеченная выше аридизация климата в эпоху наибольших оледенений препятствовала развитию крупных горных оледенений. Лишь во вторую половину верхнего плейстоцена иссушающее влияние материковых оледенений было небольшим, что вместе с похолоданием климата создало благоприятные условия для развития горных оледенений. Именно здесь, предположительно, кроется причина того, что горное оледенение в верхнем плейстоцене в это время было наибольшим.

В течение межледниковий Каспий, подобно тому, как это наблюдается и в современности, регрессирует, что опять же является следствием аридной антициклональной обстановки и относительно высоких среднегодовых температур. Еще более аридный климат здесь был и во время крупных оледенений. Лишь в начале крупных оледенений и во время малых оледенений в области Каспия устанавливались плювиальные условия.

Ф. А. ЩЕРБАКОВ, П. Н. КУПРИН,
А. С. ШАТОВ

СТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕРРАСЫ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

В процессе исследования геологии континентальной террасы Черного моря, особенно его северо-западной части, Лабораторией морской геологии геологического факультета МГУ было получено большое количество колонок современных осадков. Анализ этого материала позволил уточнить основные этапы развития Черного моря в голоцене и верхнем плейстоцене.

Эти исследования подтвердили, что большая часть шельфа северо-западной части Черного моря покрыта карбонатными, биогенными отложениями типа ракушечников с содержанием карбоната кальция от 40 до 70%. Слой осадков достигает 0,4—0,6 метра, но местами в средней части шельфа он едва превышает 0,2 метра. Относительно тонкодисперсные раковинные илы значительной мощности выполняют лишь отдельные понижения в коренном ложе прибрежной зоны шельфа. Большую мощность (не менее 1 метра), существенно глинистый терригенный состав имеют отложения восточной части шельфа, прилегающей к Крымскому полуострову. Такой же в общем характер и мощности имеют отложения шельфа южного Крыма и Кавказа.

На нижней части континентального склона и особенно у его подножия мощности позднеплейстоценовых и голоценовых осадков заметно возрастают. Отложения континентального склона и его подножия представлены целиком глинистыми, преимущественно терригенными осадками. С поверхности здесь залегают, как правило, тонко- и микрослоистые карбонатно- и глинисто-карбонатные илы, обогащенные органическим веществом, образующим местами четко выраженные прослои (15—20 см). Ниже обычно вскрываются алевритово-глинистые илы, обогащенные гидротроилитом, также образующим местами целые прослои. В низах полученных нами колонок, вскрываются весьма тонкодисперсные глинистые илы, красно-бурая окраска которых рассматривается нами как реликт «окислительных» условий среды во время их накопления. В основу стратиграфического расчленения описанных выше отложений мы положили известную схему А. Д. Архангельского и Н. М. Страхова (1938), детализированную Л. А. Невесской и Е. Н. Невесским (1961). Используя эти схемы для интерпретации нового материала, удалось выработать некоторые расчленения глубоководных отложений, как это было ранее сделано для прибрежных отложений.

Здесь по всей площади хорошо выделяются новочерноморские или джеметинские слои, характеризующиеся на внешней части шельфа (на

глубинах свыше 50 м) фауной *Modiolus phaseolinus*, а в прибрежной части—разнообразным комплексом моллюсков, содержащим в основном *Mytilus galloprovincialis*, *Abra alba*, *Chione gallina* и другие формы.

Хорошо выделяются также каламитские или верхнедревнечерноморские слои, в отложениях которых на шельфе резко преобладает *Mytilus galloprovincialis*. Эти слои выделяются в целом ряде случаев еще и потому, что терригенная часть представлена в них илом, богатым тонкодисперсным органическим веществом сапропелевого типа.

Средне- и раннедревнечерноморские (бугазско-вятизевские) слои выделяются в отложениях открытой части шельфа северо-западной части Черного моря с трудом. Местами они совершенно выпадают из разреза и слои, содержащие исключительно фауну *Mytilus*, по резкой границе налегают на новоэвксинские отложения. Там, где на шельфе бугазско-вятизевские слои выделяются по смешанному новоэвксинско-древнечерноморскому комплексу фауны, они имеют очень малую (в несколько сантиметров) мощность.

На большей части данного шельфа, в основании разреза современных осадков, залегают отложения с типично новоэвксинским комплексом фауны дрейссен и монодакн. Новоэвксинские отложения на шельфе имеют мощность обычно от нескольких до 10 сантиметров и часто залегают в мелких западинах коренного ложа. Мощность этих осадков резко увеличивается до нескольких метров на краю шельфа, в диапазоне глубин от 70 до 100 метров. Здесь новоэвксинские осадки, вообще относительно грубозернистые, представлены или чистыми ракушечниками или ракушечно-песчаными отложениями с галькой.

Под морскими отложениями на большей части шельфа северо-западной части Черного моря вскрываются континентальные породы плейстоцена, выраженные лёссовидными суглинками, главным образом в прибрежной части шельфа. На значительной площади в средней части шельфа эти породы слагаются аллювиальными, аллювиально-озерными и отчасти лагунными мелкозернистыми песками и алевролитами.

Имея ряд непрерывных разрезов, пересекающих шельф, континентальный склон и его подножие, мы попытались выделенные на шельфе горизонты проследить в толще более глубоководных отложений. В качестве опорного использован четко выделяемый горизонт каламитских отложений, обогащенный органическим веществом. Мы исходили при этом из того факта, что имеется определенная стратиграфическая приуроченность максимума накопления органики по всему бассейну Черного моря. Этот горизонт, стратиграфически датированный в отложениях шельфа, мы параллелизовали со слоем сапропелевых отложений, выделяемых в верхах толщи глубоководных осадков Черного моря практически по всей его акватории.

Над сапропелевыми отложениями в глубоководных осадках северо-западной части Черного моря выделяются новочерноморские слои с типичной, описанной А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым, сезонной микрослонистостью. Вслед за этими исследователями, мы считаем тонкодисперсные бурые «окисленные» слои (в основании наших колонок) новоэвксинскими, проводя их верхнюю границу по четко фиксированному в северо-западной части гидротроилитовому горизонту.

Слои, лежащие между терригенными новоэвксинскими и каламитскими сапропелевыми отложениями, естественно относить к бугазско-вятизевскому горизонту, выделенному Е. Н. Невесским (1967).

Наши выводы можно сопоставить сейчас с данными американской экспедиции на исследовательском судне «Атлантис-11», относящимся, правда, к противоположной, юго-восточной части Черного моря

(Degens, Ross, 1969). Вскрытые здесь сапропелеподобные слои мощнее и содержат значительно больше органического вещества. Абсолютный возраст осадков, фиксирующих начало резкого скачка в накоплении органики, определен здесь в 7000 лет, то есть как конец новоэвксинско-

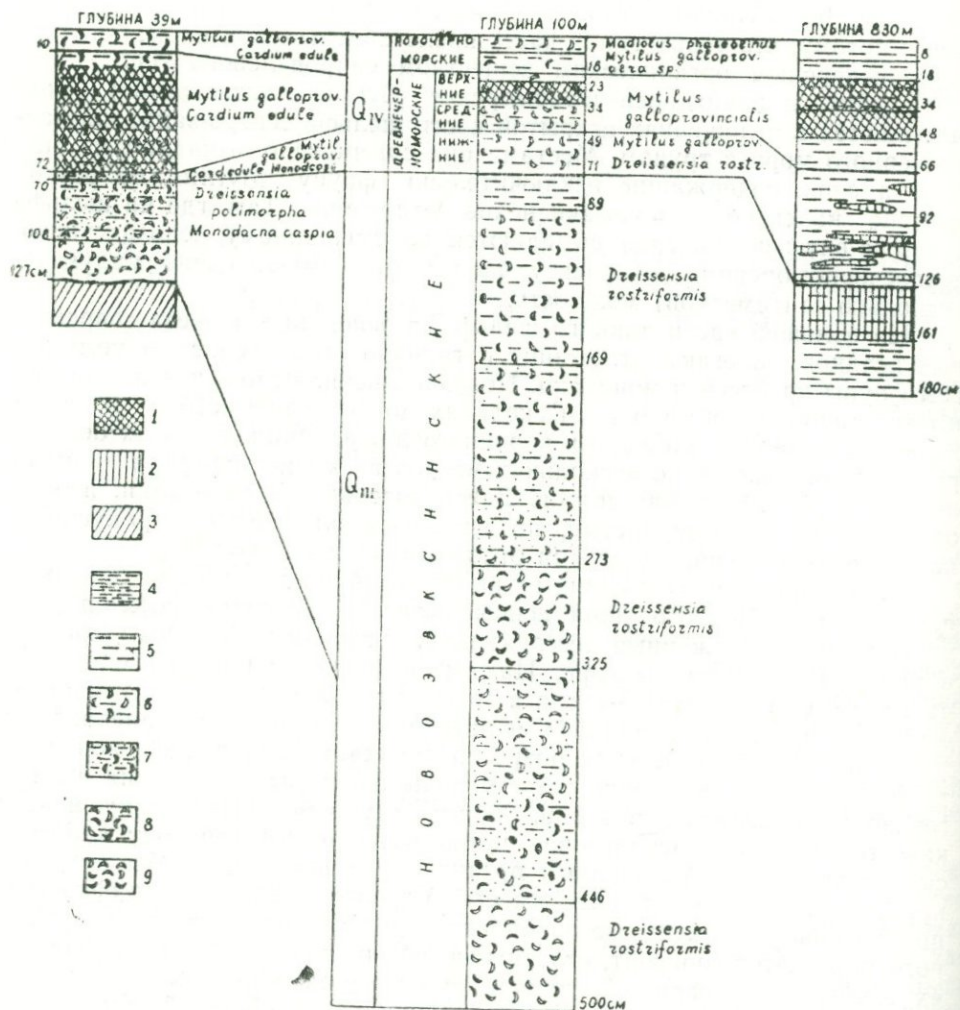


Рис. 1. Схема стратиграфического расчленения верхнечетвертичных осадков континентальной террасы Черного моря: 1—сапропелевые и другие обогащенные органическим веществом осадки; 2—осадки, обогащенные гидротроилитом; 3—континентальные отложения (лёссовидные суглинки); 4—глинистые илы; 5—алеврито-глинистые илы; 6—раковинные алевритово-глинистые илы; 7—раковинные песчаные илы; 8—ракушечники илстые; 9—ракушечники.

го и начало древнечерноморского времени. Вполне возможно, что этот скачок в юго-восточных районах моря произошел раньше, чем в северо-западных. Максимум же накопления органики приходится здесь на период примерно 5000 лет назад, то есть где-то на середину древнечерноморского времени. Нам кажется, что это соответствует (с некоторым естественным смещением во времени) тому, что мы получили для северо-западной части Черного моря.

На основе анализа полученного материала нами построены несколько литолого-палеогеографических карт для позднего плейстоцена и голоцена северо-западной части Черного моря, а также карта мощностей голоценовых осадков (рис. 2).

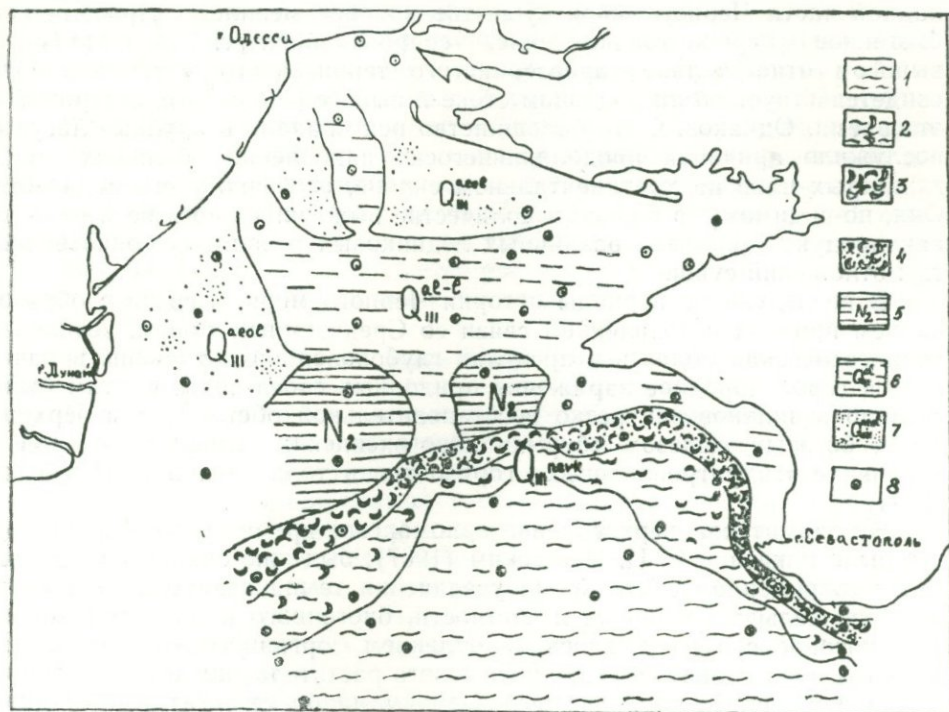


Рис. 2. Палеогеографическая карта северо-западной части Черного моря для середины верхнего плейстоцена (время максимальной регрессии Черного моря).

Морские отложения: 1—глинистые илы; 2—раковинные глинистые илы; 3—ракушечники; 4—пестрые глины плиоцена (куяльник); 5—аллювиально-озерные алевроитовые пески и илы верхнего плейстоцена; 7—лёссы и лёссовидные суглинки плейстоцена; 8—расположение колонок верхнечетвертичных осадков; взятых грунтовыми трубами.

Изучение распространения прибрежных фаций новоэвксинских осадков позволило установить приблизительное положение уровня Черного моря в данном районе во время максимальной регрессии в верхнем плейстоцене. Он располагался тогда на отметках «-70» «-80» метров, что маркируется полосой распространения мощных ракушечников и грубозернистых терригенноракушечных отложений (рис. 2). На континентальном склоне и у его подножия этому уровню соответствует накопление тонкоотмученных глинистых илов, бурая окраска которых свидетельствует о том, что сероводородное заражение в Черном море в то время отсутствовало.

Благодаря тому, что во многих колонках были вскрыты коренные континентальные отложения, сейчас можно составить некоторое представление о геологическом строении прилегающей, в то время с севера, суши. Она представляла собой обширную аллювиально-озерно-лиманную равнину, занимавшую всю среднюю часть нынешнего шельфа. С юга эта равнина ограничивалась выступами коренного рельефа, где обнажались пестрые глины плиоцена. На севере и западе положительные формы рельефа были сложены суглинками плейстоцена.

Палеогеография конца новозвксинского времени восстановлена с использованием известных материалов Е. Н. Невесского (1967). В позднеплейстоценовое (новозвксинское) время уровень моря поднялся на 40—50 метров и характер осадконакопления на шельфе северо-западной части Черного моря существенно не менялся. Преобладало биогенное карбонатонакопление, сопровождавшееся значительным выносом относительно грубозернистого терригенного материала. Это свидетельствует об интенсивном стоке и выносе осадочного материала в это время. Однако то, что большинство рек впадало в крупные лагуны, послужило причиной продолжавшегося накопления больших масс глинистых илов на континентальном склоне, особенно у его подножия. Они, по-видимому, в большом количестве выносились во взвеси реками, как продукты размыва различных ледниковых и эоловых тонкозернистых отложений суши.

В последующие периоды истории Черного моря, в связи с образованием пролива и появлением связи со Средиземным морем, возникает халистатическая область в пределах глубоководной котловины и начинается сероводородное заражение придонных слоев воды. С этим было связано возникновение резко восстановительной обстановки в верхних слоях богатых железом «бурых» новозвксинских глинистых илов и появление «гидротроилитовых» горизонтов в толще осадков (Страхов, 1971).

В кадамитское, верхнедревнечерноморское время уровень моря, как это было показано Е. Н. Невесским (1967), был уже сравнительно близок к современному. Это время увеличения темпа осадконакопления в области шельфа вообще и, в частности, биогенного карбонатонакопления, которое сопровождалось накоплением органического вещества, главным образом в виде тонкодисперсного растительного детрита и ракушечника в средней части шельфа. Однако, наиболее богатые органикой осадки типа сапропеля накапливались, прежде всего, у подножия континентального склона.

По-видимому, возникновение зоны сероводородного заражения в Черном море, в связи с этим, зависело не только от проникновения средиземноморских вод в конце новозвксина, но и от мощного привноса органического вещества, максимум которого приходится именно на это время.

Анализ карты мощностей позволяет разделить области шельфа, континентального склона и его подножия. Шельф—это область, где преобладают минимальные мощности (иногда до 20 см) и скорости осадконакопления (5—10 см/1000 лет). Кроме того, шельф—район резко изменчивых мощностей и скоростей, где на общем фоне выделяются впадины с мощностями в несколько метров и скоростями осадконакопления в десятки сантиметров в 1000 лет.

Подножие континентального склона и местами сам склон характеризуются в целом более значительными мощностями голоценовых осадков (1—2 метра) и скоростями осадконакопления, колеблющимися в пределах 10—20 см/1000 лет. Порядок этих величин, в общем, совпадает с данными по скоростям осадконакопления в глубоководной котловине Черного моря, полученными американской экспедицией на судне «Атлантис-II». Ими, в частности, установлено, что абсолютный возраст отложений, залегающих на глубине около 1 метра, почти 7000 лет в юго-восточной части Черного моря.

В пределах собственно шельфа, прежде всего, можно выделить две крупные области, характеризующиеся разным порядком мощностей и скоростей осадконакопления. Это западная, большая часть шельфа с минимальными и резко изменчивыми мощностями и скоростями

ми осадконакопления и восточная прикрымская область распространения значительно более мощных отложений голоцена, со скоростями осадконакопления в среднем около 20 см/1000 лет. Кстати и у подножия континентального склона наибольшие мощности и скорости осадконакопления в той части, которая прилегает к шельфу западного Крыма.

Анализируя более детально распределение мощностей голоценовых осадков в пределах центральной части шельфа можно отметить в общем широтный план их распространения. Хорошо выделяются Дунайско-Тарханкутская зона малых мощностей и Тендровско-Джарылгачская зона. Между ними располагается зона, вытянутая широтно относительно повышенных мощностей и занимающая самую среднюю часть шельфа.

Более сложным и пестрым является распределение мощностей голоценовых осадков в крайней западной Дунайско-Одесской области исследованного шельфа. Здесь выделяется ряд сравнительно узких зон, заполненных осадками, и разделяющие их зоны, почти лишенные современных морских отложений.

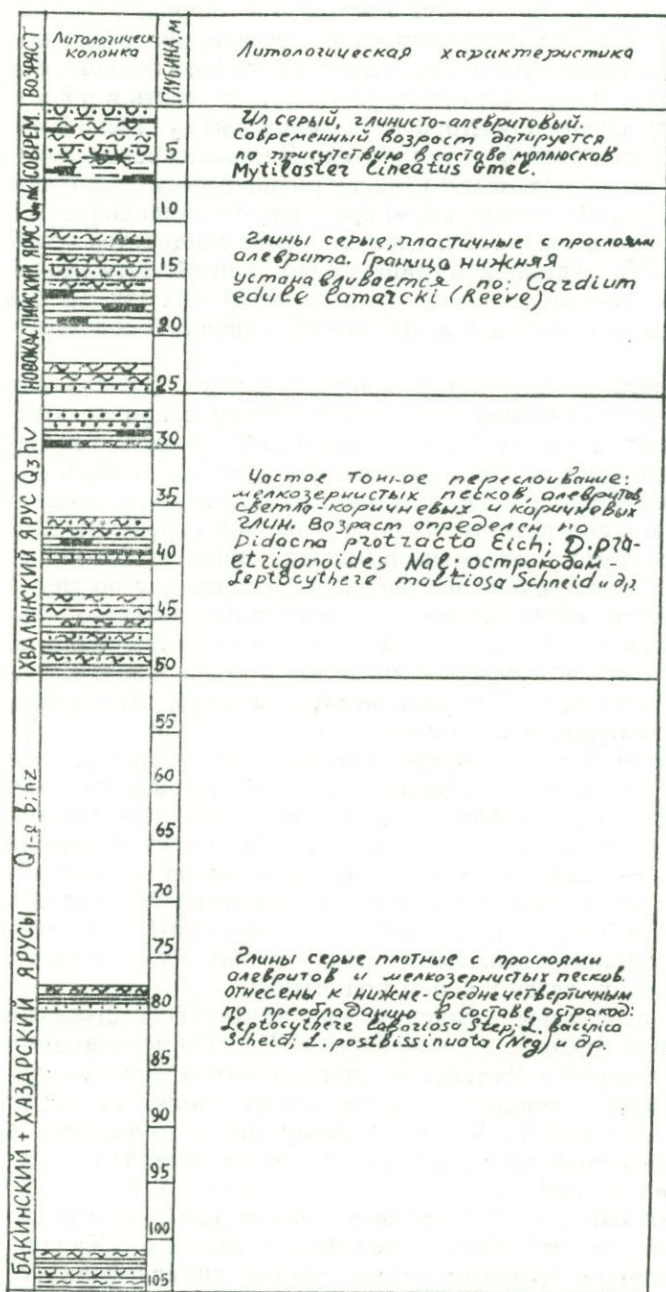
Тарханкутско-Дунайская зона малых мощностей хорошо совпадает с серией поднятий, прослеживающихся по деформациям в кровле майкопа. Параллельная ей зона малых мощностей, в северной части описываемой территории, совпадает с общим подъемом кровли майкопских отложений в районе кос Тендра и Джарылгая. Распределение мощностей современных осадков соответствует также блоковой структуре данного шельфа. Так, по-видимому, различие в порядке мощностей голоценовых осадков западной и восточной частей шельфа проходит по меридионально вытянутой зоне, соответствующей известному меридиональному николаевскому разлому. Часть шельфа к востоку от этого разлома, прилегающая к Крымскому полуострову, относительно опущена. Средняя же часть шельфа, к западу от николаевского разлома, ограничена с запада Одесским региональным разломом.

С особенностями блоковой структуры связано, по-видимому, увеличение мощности голоценовых осадков в средней части шельфа, над поднятием Голицына. По всей вероятности, в пределах относительно приподнятой средней части шельфа данный участок имеет блоковое строение, ограниченное с севера и с юга двумя широтно ориентированными разломами. По отношению к приподнятым (или имеющим тенденцию к поднятию) Тарханкутско-Дунайской и Тендровско-Джарылгачской зонам этот блок, видимо, испытывает погружение, или стабилен, или же, по крайней мере, остается в своем поднятии.

Отражение такой структуры фиксируется также и в строении шельфа континентальных отложений, подстилающих современные морские осадки. Так, Тарханкутско-Дунайская зона поднятий прослеживается по выходам отложений верхнего неогена среди поля развития верхнеплейстоценовых отложений. К упомянутому выше относительно опущенному блоку земной коры приурочено развитие аллювиально-озерно-лагунных фаций плейстоцена.

В заключение нам хотелось бы привести некоторые данные по стратиграфии четвертичных отложений шельфа западного Каспия, сопоставив их с данными по Черному морю. Нами анализировались результаты бурения, проведенного в последние годы в области шельфа, особенно в южной части западного Каспия. Здесь был пройден ряд скважин глубиной от 60 до 120 метров с выходом керна в среднем около 50%. Одна из таких скважин, расположенная между устьем Куры и Апшеронским полуостровом иллюстрируется на рис. 3. Разрез этой скважины показывает, что отложения шельфа по фауне хорошо подразделяются на новокаспийские, хвалынские и хазаро-бакинские

Разрез четвертичных отложений СЗ части шельфа Южного Каспия по скв. 6.



Условные обозначения

- | | |
|------------|-----------------|
| 1 Ракуша | 4 Ил |
| 2 Пески | 5 Глины |
| 3 Алебриты | 6 Гидротроиллит |



Рис. 3

Рис. 3. Разрез четвертичных отложений С-З части шельфа южного Каспия: 1—ракуша, 2—пески, 3—алебриты, 4—ил, 5—глины, 6—гидротроиллит.

отложения. При этом граница между хвалынью и хазаром проводится достаточно четко, однако отделить хазарские отложения от бакинских не представляется возможным. Новокаспийские отложения характеризуются разнообразным комплексом моллюсков, остракод и фораминифер, нижняя их граница устанавливается, в основном, по распространению *Cardium edule*. Хвалынские отложения значительно беднее фауной, представленной, в основном, микрофауной. То же самое можно сказать и о хазарско-бакинских отложениях, выделяемых лишь по смешанному комплексу средне-нижнечетвертичных остракод.

Обращает на себя внимание очень большая мощность четвертичных отложений южной части шельфа западного Каспия. Особенно высокий темп накопления осадков отмечается для голоцена. За 8—10 тысяч лет здесь накопилось 25 метров осадков, то есть скорость их накопления была не менее 2,5 м в тысячу лет. Поскольку можно, видимо, говорить о компенсированном прогибании в этой части Куринской депрессии, то и темп самого прогибания был за этот период примерно таким же.

Некоторые особенности разреза четвертичных отложений в исследованном районе тесно связаны с палеогеографией Каспия в позднечетвертичное время. Так, могут быть выделены хвалынские отложения, отвечающие времени максимальной регрессии Каспия в четвертичное время. Они отличаются более грубым, песчанистым составом, а также некоторыми особенностями диагенетического преобразования осадка, связанными с более мелководными условиями их накопления. Эти данные согласуются с теми предположениями, которые высказывались ранее о падении уровня Каспия в хвалынское время на 30—40 метров по отношению к современному.

При сопоставлении позднеплейстоценовой и голоценовой истории Черного и Каспийского морей, хотелось бы обратить внимание лишь на некоторые аспекты этой проблемы. Прежде всего выделяется монотонность разреза отложений Каспия по сравнению с Черным морем. То же самое касается и изменчивости комплекса фауны. Это, безусловно, отражает принципиальные различия в развитии Черного моря, как бассейна, связанного с мировым океаном, и Каспия, как типично изолированного бассейна. Именно поэтому в первом значительно резче проявлялись все изменения палеогеографических обстановок, определивших изменчивость отложений и фауны.

Нам кажется, что в связи с появлением новых данных о положении уровня Черного моря в верхнем плейстоцене, необходимо по-новому рассмотреть возможную связь между этими двумя бассейнами. По-видимому, верхнеплейстоценовая регрессия Черного моря в значительной степени совпадала с верхнехвалынской регрессией Каспия. Учитывая данные о положении уровня Черного моря в то время на 80, а Каспия на 30—40 метров ниже современного, трудно допустить наличие между ними связи даже через манычскую впадину. Действительно, ведь вся территория Азовского моря и прилегающие к Таманскому и Керченскому полуостровам области шельфа Черного моря были сушей. Сушей была и значительная часть северного Каспия. В связи с этим территория Кума-манычской впадины в то время была водоразделом между Черным морем и Каспием.

Если это так, то «вселение» каспийской фауны в черноморский бассейн в верхнем плейстоцене должно быть связано не с проникновением в Черное море собственно каспийских вод, а с «выходом» в опреснявшийся открытый бассейн солоноватоводных форм из лиманов, лагун, рек.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря, Изд. АН СССР, Л., 1938.
- Невеская Л. А., Невеский Е. Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. ДАН СССР, т. 136, № 5, 1961.
- Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. «Наука», М., 1967.
- Страхов Н. М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене. «Литология и полезные ископаемые», № 3, 1971.
- Degens E. T., Ross A. D. Oceanographic expedition in the Black Sea: a preliminary report. Woods Hole Oceanographic Institution. Contribution № 2430, 1969.

П. А. КАПЛИН, О. К. ЛЕОНТЬЕВ,
Г. И. РЫЧАГОВ, А. А. СВИТОЧ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ИСТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

Благодаря работам большого коллектива исследователей, плейстоценовая история Каспийского моря изучена довольно хорошо: существуют схемы стратиграфического расчленения отложений бассейна, выявлены основные этапы эволюции его органического мира, получены сведения о положении уровня моря в различные периоды, зарегистрированы изменения высотного положения береговых линий в результате неотектонических движений.

В то же время целый ряд вопросов истории развития Каспия остается неясным или спорным. К ним можно отнести: количество, возраст и периодичность трансгрессивно-регрессивных фаз бассейна в плейстоцене, размах колебаний его уровня, соотношение каспийских трансгрессий с оледенениями Кавказа и Русской равнины. Решение всех этих проблем возможно лишь на основе получения нового фактического материала, при комплексном использовании классических методов исследований с данными абсолютного датирования и палеомагнетизма.

Ниже излагаются некоторые новые сведения по спорным вопросам плейстоценовой истории Каспия, полученные авторами в последние годы по работам на Западном побережье Каспия и в Северном Прикаспии.

В течение плейстоцена побережье Каспийского моря испытало ряд крупных трансгрессий (бакинскую, хазарскую, ранне- и позднехвалынскую, новокаспийскую), разделенных глубокими регрессиями, когда береговые линии располагались ниже современного уровня Каспия.

Оставляя в стороне вопрос о количестве трансгрессий Каспия в раннем и среднем плейстоцене, отметим лишь, что, строго говоря, геоморфологические признаки (террасы) не являются безупречными показателями самостоятельности трансгрессий, так же, как, скажем, существование конечных морен не свидетельствует о принадлежности их к самостоятельным оледенениям. Более убедительными доказательствами является наличие следов длительного перерыва между морскими осадками и достаточно резкие различия в комплексах эндемичных моллюсков.

Наиболее древняя плейстоценовая трансгрессия оставила отложения, наиболее полно изученные на Апшеронском полуострове в стратотипическом разрезе горы Бакинского яруса—останцевой возвышенности, прислоненной к крылу Бибиэбатской антиклинали. (Голубятников, 1914; Наливкин, 1914). Отложения баку в основании представлены слабо дислоцированными (ююз $10-12^\circ$) песчаниками и песками желто-серы-

ми и зеленовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, горизонтально-диагонально-слоистыми, с раковинами *Didacna catillus* Eichw. и *D. parvula* Nal. Они с размывом залегают на дислоцированных верхне-апшеронских глинах с прослоями плитчатых известняков и раковинами моллюсков *Pseudocatillus vacuatus* (Andrusov), *Apscheronia propinqua* (Eichw.). В средней части бакинские отложения, по составу алевроитовые и песчано-глинистые, содержат раковины *Didacna catillus* Eichw., *D. rudis* Nal. и др. Венчаются они известняками-ракушняками с редкими *Didacna rudis* Nal. Палеомагнитные исследования* разреза показали, что бакинские отложения слабо магнитны, слабо стабильны и имеют прямую остаточную намагниченность, соответствующую эпохе Брюнеса. Из этих же отложений получена термолюминесцентная датировка 420 тыс. ± 50 тыс. лет (МГУ—КТЛ—30).

В Северном Прикаспии бакинские отложения исследованы в нескольких фаунистически охарактеризованных разрезах.

В разрезе Черного Яра на Нижней Волге они представлены глинами серыми, с прослоями песка, с многочисленными тонкостворчатыми раковинами *Didacna ex gr. catillus*, *Dreissena rostriformis distincta* Andrus. и др. Направление естественной остаточной намагниченности в глинах хорошо совпадает с направлением современного геомагнитного поля Земли. Термолюминесцентная датировка установила возраст глин в 400 тыс. ± 48 тыс. лет (МГУ—КТЛ—165).

В разрезе у сел. Копановка (Нижняя Волга) бакинские темно-серые и синеовато-серые глины охарактеризованы раковинами *Didacna subrugamidata* Prav. и имеют естественную остаточную намагниченность, близкую глинам разреза Черный Яр.

В балке Горький Ерик на северо-восточном берегу оз. Баскунчак в невыразительном обнажении вскрывается один из наиболее полных в стратиграфическом отношении плейстоценовых разрезов Северного Прикаспия, где присутствуют фаунистически охарактеризованные отложения бакинской, хазарской и ранневалынской трансгрессий. Бакинские отложения представлены глинами песчанистыми, серыми и коричнево-серыми, дислоцированными (ю.-з. $\angle 30-50^\circ$), с многочисленными разнообразными раковинами *Didacna ex gr. catillus*. В палеомагнитном отношении они имеют направления векторов, существенно отличающиеся от современного магнитного поля, образующие на стереографической проекции вытянутую область точек между направлением на современный геомагнитный полюс и направлением перемагничивания в древней системе координат. По заключению С. С. Фаустова, отмеченное явление позволяет предполагать наличие в глинах доскладчатой намагниченности, близкой к направлению современного геомагнитного поля. Термолюминесцентная датировка бакинских глин показала возраст 480 тыс. ± 53 тыс. лет (МГУ—КТЛ—167).

В обнажении балки Аксай на западном берегу оз. Индер вскрываются мелководные фации бакинского моря—пески серые и серо-желтые, диагонально-слоистые, с многочисленной ракушей *Didacna rudis* Nal., *D. subrugamidata* Prav. и др. Термолюминесцентная датировка установила возраст глин 466 тыс. ± 53 тыс. лет (МГУ—КТЛ—157).

Бакинские морские отложения Кавказского побережья и Северного Прикаспия фациально весьма разнообразны: от прибрежных мелководных ракушняков-известняков горы «Бакинского яруса» и песков Индер-

* Палеомагнитные исследования и абсолютные датировки выполнены в Лаборатории новейших отложений МГУ С. С. Фаустовым, Е. И. Виринной, О. А. Куликовым, А. И. Шлюковым, О. Б. Паруниным и В. А. Ильичевым.

ского купола до тонких, относительно глубоководных глин Черного Яра. Фауна моллюсков, и в первую очередь дидакн, несмотря на общую специфичность имеет существенные отличия, скорее обусловленные фациально-экологическими причинами, чем разновозрастностью. Например моллюски *Didacna rudis* Nal. характерны для относительно грубых прибрежных фаций моря, а разнообразные раковины группы *catillus*— для более тонких глинистых осадков. В зависимости от структурных особенностей побережья гипсометрическое положение бакинских отложений резко различно. В районах активных тектонических поднятий Кавказского побережья кровля отложений располагается на абсолютных отметках до 200—300 м, а в мульдах на юге Прикаспийской впадины—на 300—400 м ниже современного уровня Каспия. Во всех изученных разрезах бакинские отложения имеют прямую остаточную намагниченность, позволяющую отнести время их формирования к эпохе Брюнеса (от современности до 690 тыс. лет назад). Абсолютные датировки образцов из этих отложений также свидетельствуют о ранне-плейстоценовом возрасте бакинской трансгрессии, весьма синхронно захватывавшей обширные прибрежные территории древнего Каспия. На последнее указывает относительно малый разброс дат, полученных термолюминесцентным методом: от 400 тыс. ± 48 тыс. лет (Черный Яр) до 480 тыс. ± 53 тыс. лет (Горький Ерик).

До настоящего времени мы имеем весьма разноречивые сведения о событиях среднечетвертичной истории Каспийского моря. Достаточно сказать, что по фауне дидакн для этой эпохи на западном побережье Каспия выделяются три трансгрессии: уруджикская, ранне- и поздне-хазарская, (Федоров, 1957, и др.) на восточном—две (Невесская, 1958), а в Северном Прикаспии—только одна (Свиточ, 1967).

На дагестанском побережье Каспия хазарские морские отложения образуют обычно маломощные покровы в серии высоких террас, выработанных в породах карагана, конка и сармата на абсолютных отметках 80—85, 100—105, 120—130, 145—150 и 170 м. Аккумулятивная часть террас чаще всего представлена галечниковыми конгломератами, детритусовыми и ракушечниковыми известняками с включением гальки. Осадки двух наиболее высоких террас содержат раковины, определяемые как нижнехазарские: *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. nalivkini* Wass., *D. palassi* Prav. Осадки террас, береговые линии которых наблюдаются на абсолютных отметках 80—85, 100—105 и 120—130 м, включают раковины *Didacna surachanica* Andrus., *D. nalivkini* Wass. и могут быть отнесены к верхнему хазару.

По карбонату раковин *Didacna surachanica* Andrus., собранных в разрезе правого берега р. Шура-Озень, около аула Шамхал-Термен, получена абсолютная конечная радиоуглеродная датировка 25.300 ± 2.000 лет (МГУ—94). По данным термолюминесцентного анализа песок из этого же слоя имеет возраст 91 тыс. ± 11,3 тыс. лет (МГУ—КТЛ) и 130 тыс. ± 15,0 тыс. лет (МГУ—КТЛ—22). Возраст верхнехазарских отложений из разреза левого берега р. Шура-Озень в 200 м ниже шоссе-ного моста по данным ТЛ-анализа равен 143 тыс. ± 19,2 тыс. лет (МГУ—КТЛ—142) и 254 тыс. ± 30,6 тыс. лет (МГУ—КТЛ—166).

По данным ТЛ-анализа возраст осадков, содержащих раковины *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. nalivkini* Wass. из разреза правого берега р. Ачи-су в 300 м выше шоссе-ного моста равен 144 тыс. ± 17 тыс. лет (МГУ—КТЛ—139).

В Северном Прикаспии отложения хазарского моря развиты почти повсеместно. Они вскрыты многочисленными скважинами и обнажениями. По составу эти отложения весьма разнообразны. Среди них преоб-

ладают прибрежно-мелководные песчаные фацции, реже алеврито-глинистые осадки, характерные для приглубинных участков моря. Отложения охарактеризованы моллюсками *Didacna crassa palivkini* Wass., *D. umbonata* мелкими *D. subcatillus* Andrus., *D. ex gr. trigonoides* и др.

Руководящей формой является толстостворчатый моллюск *Didacna crassa palivkini* Wass., имеющий относительно узкий интервал развития, обширную площадь распространения, массовую встречаемость и хорошую сохранность. Как и для дагестанского побережья Каспия, по хазарским отложениям Северного Прикаспия получены весьма противоречивые абсолютные датировки. В разрезе у сел. Енотаевка (Нижняя Волга) из песков с прослоями шоколадных глин, с глубины ~7 м, по раковинам *Didacna celekenica* Andrus., *D. sp.* получена радиоуглеродная дата 30,7 тыс. \pm 1,5 тыс. лет (МГУ—22). Близкая датировка 29,3 тыс. \pm 9,4 тыс. лет (МГУ—21) получена по раковинам *Unio sp.* из пресноводных отложений, залегающих между хвалынскими и хазарскими осадками на противоположном берегу р. Волги, у сел. Золотухино. В этом же разрезе из нижележащего слоя песков с *Didacna crassa palivkini* Wass. и др. абсолютное датирование термолюминесцентным методом показало 91,0 тыс. \pm 17,3 тыс. лет (МГУ—КТЛ).

В позднем плейстоцене отмечается одна из крупнейших трансгрессий Каспия—хвалынская, которая в период максимального развития заливала своими водами всю Прикаспийскую низменность и глубокими заливами заходила в прибрежные низменности западного побережья Каспия. В настоящее время общепризнано выделение двух хвалынских трансгрессий: раннехвалынской (максимальной) и позднехвалынской, развивавшихся стадияльно. Рассмотрим новые данные по отложениям хвалынских трансгрессий.

На Апшеронском полуострове, в окрестностях Баку, в районе пос. Разина в карьере вскрываются пески раннехвалынского моря, содержащие многочисленные раковины *Didacna ex gr. trigonoides* Pall. По карбонату раковин получена абсолютная датировка 11,3 тыс. \pm 4 тыс. лет (МГУ—130). На дагестанском побережье нижнехвалынские осадки датированы в разрезах у рыб. пром. Уллубиево и по р. Рубасчай, где по карбонату раковин получен возраст 12,05 тыс. \pm 0,19 тыс. лет (МГУ—99) и 11,6 тыс. \pm 0,14 тыс. лет (МГУ—98). Термолюминесцентное изучение нижнехвалынских отложений из тех же обнажений показало возраст 64 тыс. \pm 8,23 тыс. лет (МГУ—КТЛ) и 53,4 тыс. \pm 6,7 тыс. лет (МГУ—КТЛ—171). Возраст нижнехвалынских отложений из разрезов каспийского побережья в р-не Манаса по данным ТЛ-анализа равен 42 тыс. \pm 5,0 тыс.; 47,1 тыс. \pm 5,2 тыс. и 60 тыс. \pm 7,1 тыс. лет (МГУ—КТЛ—162; МГУ—КТЛ—144; МГУ—КТЛ—143).

Исключительно интересный материал получен по дагестанскому побережью при изучении так называемых стадияльных форм береговых линий хвалынских морей. Как известно, на различных участках Каспийского побережья разными исследователями фиксируется 2—7 линий раннехвалынского и 2—4 линии позднехвалынского морей. Их образования обычно связывают с более или менее длительными задержками регрессировавших хвалынских бассейнов или, в крайнем случае, с незначительными положительными подвижками уровней на фоне общей регрессии.

Материалы наших исследований вполне определенно указывают на то, что формирование так называемых стадияльных морских террас и соответствующих им береговых линий протекало в результате относительно самостоятельных трансгрессий, разделенных регрессиями.

В подтверждение сказанного приведем следующий фактический материал.

К югу от Махачкалы имеется несколько морских террас раннехвалынского возраста с четко выраженными в рельефе абразионными уступами, подножия которых, по данным тахеометрического нивелирования, располагаются на абсолютной высоте 57*, 36, 30 и 20 м. Террасы прорезаны р. Черкес-Озень. В том месте, где река прорезает нижнехвалынскую морскую террасу, соответствующую максимальной стадии, в ее долине наблюдаются три вложенные друг в друга ингрессионные террасы, поверхности которых сливаются с береговыми линиями, расположенными на абс. высотах 36, 30 и 20 м. Основание аллювиальных свит каждой речной террасы находится ниже современного вреза реки, местный базис эрозии которой располагается на абс. выс. 10 м.**

Отсюда следует, что формированию нижнехвалынских морских уровней, с которыми хорошо коррелируются речные террасы, предшествовали значительные регрессии, во время которых уровень моря располагался ниже абсолютной высоты. Если даже принять, что базис эрозии каждый раз понижается только до 10 м абсолютной высоты, то и в этом случае колебание уровня моря должно было достигать нескольких десятков метров (минус 37 м—плюс 26 м для 36-метровой стадии, минус 26 м—плюс 20 м для 30-метровой стадии, минус 20 м—плюс 10 м для 20-метровой стадии). Основываясь на строении 2 надпойменной террасы р. Шура-Озень, в районе аула Шамхал-Термен, которая переходит в нижнехвалынскую морскую террасу с береговой линией на абсолютной высоте 15 м, можно сделать вывод, что и этой стадии предшествовала глубокая регрессия.

Таким образом, по материалам дагестанского побережья Каспия можно полагать, что раннехвалынское время в истории Каспия характеризовалось, по крайней мере, пятью трансгрессиями, разделенными регрессивными фазами.

В Северном Прикаспии стадияльные береговые формы раннехвалынского моря почти не прослеживаются, а задержки регрессировавшего моря фиксируются по древним дельтовым образованиям, впервые отмеченным М. М. Жуковым (1945). Нижнехвалынские отложения развиты здесь повсеместно, залегают прямо с поверхности и лишь в долинах рек, лиманах, озерах и ниже абсолютной высоты 0 м перекрыты более молодыми образованиями. В фаціальном отношении эти отложения не отличаются особым разнообразием. В Нижнем Поволжье и долине р. Урал они представлены так называемыми шоколадными глинами, а на междуречье Волги и Урала, в понижениях древнего рельефа, их генетическими аналогами—пачкой переслаивающихся глин и песков. На приподнятых участках бывшего морского дна развиты бурые суглинки и пески. Отложения охарактеризованы комплексом моллюсков с руководящими формами—*Didacna protracta* Eichw., *D. ex gr. trigonoides*. Pall. В разрезах у сел. Черный Яр, Копановка хвалынские осадки подвергались рекогносцировочному палеомагнитному анализу, установившему их прямую остаточную намагниченность, совпадающую с направлением современного магнитного поля Земли.

Радиоуглеродные датировки сделаны по раковинам хвалынских моллюсков разрезов у селений Черный Яр, Енотаевка, Золотухино, Баскунчак, где получены соответственно следующие цифры: 15,6 тыс.

* Положение береговой линии максимальной стадии раннехвалынского моря на абсолютной высоте 57 м связано с проявлением новейших тектонических движений.

** Этот местный базис эрозии обусловлен близким залеганием к поверхности стойких к размыву пород верхнего сармата, слагающих низменную равнину непосредственно к югу от г. Махачкала.

$\pm 0,3$ тыс. лет (МГУ—18); 13,1 тыс. $\pm 0,3$ тыс. лет (МГУ—25); 18,46 тыс. $\pm 0,22$ тыс. лет (МГУ—22); 12,6 тыс. $\pm 0,24$ тыс. лет (МГУ—19). Полученные даты хорошо совпадают с возрастом нижнехвалынских осадков, определенным по карбонатам раковин из разрезов у пос. Разина на Апшеронском полуострове и дагестанского побережья Каспия, а также по растительным остаткам в разрезе Черный Яр (ГИН-66—12,5 \pm $\pm 0,14$ тыс. лет). Существенно иной возраст нижнехвалынских отложений определен термолюминесцентным методом по разрезу Черный Яр, где получены даты 51,0 тыс. $\pm 7,2$ тыс. лет (МГУ—ТЛ) и 71,0 тыс. $\pm 8,14$ тыс. лет (МГУ—ТЛ).

Значительные колебания уровня Каспийского моря имели место и в позднехвалынское время. Многочисленные следы этих колебаний прослеживаются по всему дагестанскому побережью. Так, в 1,5 км к северо-востоку от ж.-д. станции Шамхал (Дагестан) на левом берегу реки Шура-Озень, сложенном морскими осадками нижнехвалынского и максимальной стадии позднехвалынского возраста*, вскрываются две аллювиальные свиты, вложенные в морские отложения и друг в друга. Подошва аллювиальных свит наблюдается на уровне или чуть выше современного вреза р. Шура-Озень, базис эрозии которой располагается на абсолютной высоте минус 28 м. Учитывая это, а также полагая, что река каждый раз вырабатывала продольный профиль равновесия или была близка к нему (чему не могли препятствовать рыхлые супесчано-суглинистые отложения, прорезаемые р. Шура-Озень), нельзя не прийти к выводу, что в течение верхне-хвалынского времени уровень моря, по крайней мере, дважды приближался к современному или даже опускался ниже его**. Вслед за этим море снова трансгрессировало, и врезанные ранее долины заполнялись аллювием. Принимая во внимание, что кровли обеих аллювиальных свит располагаются довольно высоко (на абс. отм. минус 2,5 м и минус 3,5 м), следует признать, что после каждой регрессии уровень моря должен был подняться довольно высоко, чтобы произошло погребение врезанных ранее долин, если даже учитывать гидродинамический подпор, создаваемый трансгрессировавшим морем. Таким образом, в позднехвалынское время имели место три трансгрессии, разделенные глубокими регрессиями, когда береговые линии располагались ниже современного уровня Каспия.

Имеющиеся материалы позволяют также уверенно выделить 4 крупных трансгрессивных фазы в новокаспийское время. Каждой из них предшествовали регрессии, во время которых уровень моря располагался ниже современного. Этот вывод основывается на пятичленном строении морских новокаспийских отложений, разделенных континентальными перерывами, в пределах Аграханской косы, морской равнины в районе устья Сулака, в районе г. Каспийска, в районе ж.-д. станции Килизи (Азербайджан) и др. местах. О глубине регрессивных фаз можно судить на основании соотношений морских и аллювиальных отложений, наблюдаемых в устьях рр. Гамри-Озень, Уллучай, Рубасчай (Дагестан), Атачай, Гильгильчай (Азербайджан) и др.

Новые материалы по стратиграфии древнекаспийских отложений и, особенно, данные палеомагнетизма и абсолютной хронологии, получен-

* Возраст и генезис этих отложений установлен на основании геоморфологических и биостратиграфических данных.

** Современный врез р. Шура-Озень в районе ж.-д. станции Шамхал связан с искусственным спрямлением ее русла. До прорытия канала, при естественном меандрировании, русло реки располагалось значительно выше основания вложенных аллювиальных свит.

ные Лабораторией новейших отложений географического факультета МГУ, позволяют более конкретно воссоздать временную картину каспийских трансгрессий. Существующие в настоящее время многочисленные стратиграфические схемы плейстоценовых отложений Каспийского региона, и столь же обильные корреляционные схемы соотношения Каспийских трансгрессий с трансгрессиями Черного и Средиземного морей, с оледенениями Русской равнины основаны на биостратиграфических и геоморфологических данных. Несмотря на достаточно хорошую разработанность, на современном этапе научных исследований они нуждаются в уточнении и привязке к «жестким» реперам абсолютной геохронологии. Рассматривая данные абсолютного датирования и палеомагнетизма можно видеть, что все древнекаспийские плейстоценовые отложения имеют прямую остаточную намагниченность, т. е. возраст их не выходит за пределы 0,7 млн. лет. Этот вывод полностью согласуется с полученными ранее материалами по Восточному Азербайджану и Западной Туркмении.

По данным термолюминесцентного анализа, возраст бакинских отложений горы «Бакинский ярус» и различных районов Северного Прикаспия находится в пределах от 400 до 480 тыс. лет.

Для хазарских отложений, охарактеризованных фауной раннехазарского облика, имеется только одна датировка, полученная термолюминесцентным методом по району Ачису (Дагестан)—144,0 тыс. \pm \pm 17 тыс. лет (МГУ—КТ—139).

Наибольшее количество абсолютных датировок получено для верхнехазарских и нижнехвалынских отложений и именно для этих отрезков времени наблюдаются наибольшие расхождения в данных радиоуглеродного и термолюминесцентного методов. Так, по данным C^{14} , хазарские отложения, охарактеризованные моллюсками *Didacna surachanica* Andg. имеют возраст от 25 до 31 тыс. лет (МГУ—94, МГУ—93, МГУ—23). По данным термолюминесцентного метода возраст этих осадков колеблется в пределах от 91 тыс. до 254 тыс. лет.

Возраст нижнехвалынских отложений по данным радиоуглеродного анализа изменяется в пределах от 11,3 тыс. до 18,46 тыс. лет. По данным термолюминесценции наименьший возраст нижнехвалынских отложений—42 тыс. лет, наибольший—71 тыс. лет. Более коррелируемые данные получены для верхнехвалынских отложений. По данным радиокарбонного метода время их формирования 9,7—12,8 тыс. лет назад, по термолюминесцентному анализу—от 14,6 до 18,5 тыс. лет назад.

Значительное число датировок по карбонату раковин получено для новокаспийских отложений. Согласно им, вторая (снизу) стадия новокаспийской трансгрессии имела место 5,4—6,4 тыс. лет назад, третья—3—3,4 тыс. лет назад. По историческим данным высокие уровни Каспия отмечались в XVI и начале XIX вв. Им предшествовала дербентская регрессивная фаза в VII—VIII в. нашей эры, когда уровень моря располагался на абсолютной высоте—32 м. Исходя из них и используя данные А. В. Шнитникова (1957), установившего 1850-летний цикл периодов увлажнения, можно полагать, что первый (максимальный) пик новокаспийской трансгрессии имел место около 8000 лет назад, а предшествовавшая ей послехвалынская регрессия—около 9,0 тыс. лет назад, знаменуя начало голоцена.

Принимая во внимание сказанное (частые колебания уровня Каспия в относительно короткие сроки), по-видимому, следует отказаться от бытующих еще представлений о тектонической обусловленности трансгрессивно-регрессивных фаз Каспия.

В настоящее время малочисленность абсолютных датировок и их

разрозненность по бакинским и раннехазарским отложениям не позволяют внести ясность в решение вопроса о соотношении бакинских и нижнехазарских трансгрессий с оледенениями Русской равнины. Абсолютные датировки верхнехазарских отложений свидетельствуют о том, что поздний хазар охватывает весьма длительный отрезок времени, превышая продолжительность микулинского времени. Следовательно, перенос верхнехазарского горизонта целиком из среднего плейстоцена в верхний в настоящее время еще не оправдан.

Расхождения в определении возраста хвалыньских отложений по данным радиоуглеродного и термолюминесцентного методов также пока не позволяют окончательно решить вопрос о синхронизации хвалыньских трансгрессий с ледниковыми событиями на Русской равнине. Если основываться на достоверности радиоуглеродных датировок, то ранне- и позднехвалыньские трансгрессии следует сопоставлять со второй стадией валдайского оледенения. Если придерживаться данных термолюминесценции, то раннехвалыньскую трансгрессию следует сопоставлять с первой стадией валдайского оледенения (калининской), а позднехвалыньскую—со второй (осташковской). Однако нам кажется, что для периода времени ранее чем 12—15 тыс. лет (т. е. для определения возраста хазарской и раннехвалыньской трансгрессий) предпочтительнее доверять термолюминесцентным датировкам, нежели радиоуглеродным. Резкое омоложение радиоуглеродных дат, измеренных по карбонатам, отмечается многими исследователями. Чаще всего это явление обусловлено перекристаллизацией в раковинах, которые старше 12—15 тыс. лет. С другой стороны, возраст отложений моложе 20 тыс. лет при термолюминесцентном датировании может удревняться в связи с эффектом «памяти» в молодых осадках.

Таким образом, наряду с проблемой дальнейшего выяснения хронологии Каспийского бассейна, нерешенными остаются вопросы возрастных соотношений по термолюминесцентным и радиоуглеродным датам. В настоящее время эта задача решается в Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ. Решающее значение здесь будет иметь параллельное датирование одних и тех же образцов радиоуглеродным, термолюминесцентным и неравновесноурановым методами.

Вместе с тем, уже полученные предварительные результаты, о которых сообщается в настоящей статье, дают некоторое новое представление о плейстоценовой истории Каспийского моря.

ЛИТЕРАТУРА

- Голубятников Д. В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Библи-Эйбатская нефтяная площадь. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 106, 1914.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. В кн.: «Проблемы Зап. Казахстана», т. 2, 1945.
- Наливкин Д. В. Моллюски горы Бакинского яруса. Тр. геол. ком., нов. сер., вып. 116, 1914.
- Невеская Л. И. Четвертичные моллюски Туркмении. Тр. Палеонт. ин-та АН СССР, т. 65, 1958.
- Свиточ А. А. Атлас-определитель моллюсков *Didacna Eichwald* из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. «Недра», М., 1967.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10, 1957.
- Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. Зап. ВГО, нов. сер. т. 16, 1957.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВЬЕВ РЕК ВОЛГИ И УРАЛА

Нижеволжские разрезы на протяжении всей, почти столетней, истории изучения плейстоцена Прикаспия всегда брались за основу построения стратиграфических схем. Нижеуральские разрезы, напротив, никогда не служили опорными и использовались только как дополнительный материал к стратиграфии Нижеволжского района.

Проведенные автором исследования на Нижней Волге (от г. Волгограда до г. Астрахани) и в нижнем течении р. Урал (от г. Уральска до г. Гурьева) с применением методики непрерывного прослеживания разрезов и отбором проб на различные виды анализов, позволили пересмотреть стратиграфию и стратиграфическую терминологию данного района и составить две местные схемы, хорошо увязывающиеся между собой. В некоторых случаях пришлось отказаться от применения прежних названий свит и слоев, не имеющих конкретных геологических тел (стратотипов), а для вновь выделенных стратогенетических единиц (Каплянская, Тарноградский, 1973) приводятся стратотипы или парастратотипы, которым даны названия по их географическому местоположению. Так как наибольшие разногласия в прежних схемах вызывают осадки хазарского комплекса, ниже приводятся новые материалы по этим осадкам, полученные на основании литологических, биостратиграфических и климатостратиграфических данных. Последние позволили выделить в осадках хазарского комплекса два стратогенетических ряда морских, аллювиально-морских и аллювиальных отложений, отвечающих двум крупным этапам осадконакопления.

Хазарский комплекс осадков в каждом из описываемых районов состоит из шести стратогенов, объединяемых по три в два стратогенетических ряда с определенной вещественной, биостратиграфической и ландшафтно-климатической характеристиками (см. рис.).

Отложения хазарского комплекса в низовьях рек Волги и Урала занимают большую часть разреза, видимого в береговых обрывах. Залегают они на едва выступающих из-под уреза воды лагунно-лиманных осадках, охарактеризованных моллюсками бакинской трансгрессии (ее поздней фазы) или на сингильских озерно-аллювиальных отложениях с остатками костей крупных млекопитающих тираспольского комплекса (*Equus caballus mosbachensis* Reich и др.), „сингильским“ флористическим комплексом (*Selaginella selaginoides*, *Salvinia natans*, *Azolla interglacialica*) и лесным спорово-пыльцевым спектром, что позволяет сопоставить их с заключительной фазой лихвинского межледниковья.

Перекрываются осадки хазарского комплекса нижнехвалынскими отложениями, которые сопоставляются большинством исследователей с калининским оледенением верхнего плейстоцена.

Нижнехазарский ряд Нижней Волги включает три стратогена: копановскую свиту морских осадков, волжский мариноаллювий, займищенский аллювий.

Верхнехазарский ряд Нижней Волги также включает три стратогена: сероглазовскую свиту морских осадков, цаган-аманский мариноаллювий и никольский аллювий.

Нижнехазарский ряд хазарского комплекса начинается с морских осадков, выделенных автором в копановскую свиту. Она состоит из песков и синих алевритов видимой мощностью около 5 м, описанных в разрезе у п. Копановка и охарактеризованных морской солоноватоводной фауной. Присутствие в осадках этой свиты раковин моллюсков, характерных для раннехазарской трансгрессии (*Didacna subgramidata* Prav. u *D. paleotrigonoides* Fed)* и фациальный переход их вверх по течению в аллювиально-морские отложения (волжский мариноаллювий), в которых совместно найдены раковины солоноватоводных моллюсков раннехазарской трансгрессии и пресноводных относительно теплолюбивых родов, позволяют говорить о межледниковых условиях накопления осадков копановской свиты.

Стратиграфическое положение этих отложений под осадками позднехазарской трансгрессии времени микулинского межледниковья верхнего плейстоцена дает возможность отнести морские осадки копановской свиты к одиновскому межледниковью среднего плейстоцена, так как с лихвинским межледниковьем среднего плейстоцена связаны сингильские отложения.

Сделанное автором сопоставление осадков копановской свиты с межледниковьем согласуется с мнением П. В. Федорова (1972) и Г. И. Попова (1972) о том, что среднеплейстоценовые трансгрессии, имевшие связь с океаном, происходили в межледниковое время, в данном случае одиновское.

Копановская свита морских осадков вверх по течению р. Волги переходит в волжский мариноаллювий. Стратотип этих осадков описан в разрезе у п. Никольское. В волжском мариноаллювии мощностью от 5 до 18 м, четко выделяются две пачки и базальный горизонт. Последний состоит почти целиком из железисто-марганцовистых стяжений и гальки с массой костных остатков крупных млекопитающих и переотложенными раковинами моллюсков. Пачка «а» представлена песками или наклонно-слоистыми алевритами с подчиненными прослоями песков; пачка «б» — серней луговых и болотных почв, приуроченных к пониженным участкам и коричневым почвоподобных образований на относительно возвышенных участках древнего рельефа.

Аллювиально-морской генезис осадков следует из лито-фациальных особенностей толщи, состава малакофауны и кривых распределения**.

Среднеплейстоценовый возраст волжского мариноаллювия доказывается присутствием в осадках верхней пачки харовых водорослей, которые, по заключению Л. К. Красавиной, по своей сохранности не могут быть моложе среднего плейстоцена, остатками крупной формы мыши и суслика из группы *major-bigulai*, обитающего с конца среднего плейстоцена и вымершего в настоящее время, и остатками костей крупных млекопитающих «волжского» (хазарского) комплекса.

Фациальный переход волжского мариноаллювия в копановскую свиту морских осадков времени раннехазарской трансгрессии, а также

* Здесь и ниже определения малакофауны производилось Я. И. Старобогатовым (ЗИН АН СССР) и П. В. Федоровым (ГИН АН СССР).

** Здесь и ниже кривые распределения приводятся по данным ситового анализа.

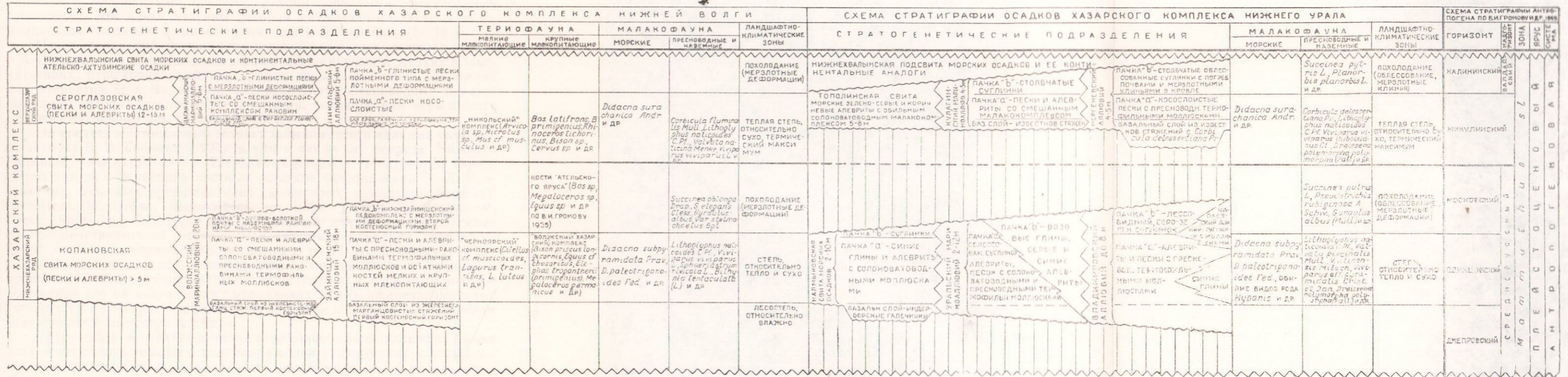


СХЕМА КОРРЕЛЯЦИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЗОВЬЕВ РЕК ВОЛГИ И УРАЛА

стратиграфическое положение их под николевским аллювием времени микулинского межледникового верхнего плейстоцена, подтверждает среднеплейстоценовый возраст данных отложений.

О межледниковых условиях образования осадков волжского мариналлювия свидетельствует состав малакофауны, в которой имеются виды относительно теплолюбивых родов: *Lithoglyphus*, *Viviparus*, *Unio*. Это не исключает возможности отнесения начала формирования осадков к концу днепровского оледенения, а самых верхов их — к первой половине московского оледенения.

Выше по течению волжский мариналлювий фациально переходит в займищенский аллювий. Стратотип займищенского аллювия описан в разрезе у п. Нижнее Займище—Черный Яр.

В займищенском аллювии различаются две пачки и базальный слой, состоящий из глиняной гальки, железисто-марганцовистых стяжений, массового скопления костных остатков крупных млекопитающих и переотложенных пресноводных моллюсков. Пачка «а» сложена косо-слоистыми песками и алевролитами; пачка «б» — пойменными фациями аллювия с погребенными почвами, деформированными мерзлотными процессами. Эти пачки названы автором «нижнезаймищенским» педокомплексом. Видимая мощность займищенского аллювия 15—18 м.

На аллювиальный генезис этих осадков указывает глиняная галька в базальном слое, скопление остатков костей крупных и мелких млекопитающих, буро-коричневый цвет пород, низкие величины отношений пар элементов Sr и Ba, кривые распределения, пресноводный малакокомплекс, литофациальное строение толщ, типичное для нормального аллювия равнинных рек (Шанцер, 1951).

На среднеплейстоценовый возраст займищенского аллювия указывает находка В. И. Громова (1935) *in situ* в пачке „а“ разреза Нижнего Займища хазарского слона (*Elephas trogontherii* (*primigenius*) Pohl.), сборы автора с бечевника костных остатков (определения Э. А. Вангенгейм), типичных представителей „волжского“ комплекса (*Equus cf. chosaricus* W. Grom., *Megaloceros* sp., *Bison priscus longicornis* W. Grom., *Saiga* sp., *Sus* sp. и др.), а в песках пачки „а“ в п. Черный Яр среднечетвертичной пеструшки и хазарского суслика „черноярского“ комплекса мелких млекопитающих, по И. М. Громову.

Фациальный переход займищенского аллювия вниз по течению в копановскую свиту раннехазарской трансгрессии и стратиграфическое положение его на сингильских отложениях и под нижнехвалынскими согласуется с биостратиграфическими данными о среднеплейстоценовом возрасте займищенского аллювия.

Присутствие в малакокомплексе займищенского аллювия (пачка «а») относительно теплолюбивых видов родов *Lithoglyphus* и *Viviparus*, которые отсутствуют в верхней части педокомплекса («пачка» «б»), нарушенной криотурбациями, дает возможность предположить межледниковые условия накопления пачки «а» займищенского аллювия и ледниковые пачки «б». Таким межледниковьем в среднем плейстоцене должно быть одинцовское, так как с лихвинским межледниковьем, как было сказано выше, сопоставляются сингильские отложения, однако завершение осадконакопления займищенского аллювия происходило, вероятно, уже в начале московского оледенения.

Вернехазарский ряд хазарского комплекса начинается с морских осадков сероглазовской свиты. Она представлена синими алевролитами и косослоистыми песками, описанными в разрезе у п. Сероглазка и др. Видимая мощность осадков 12—15 м.

Присутствие в малакокомплексе сероглазовской свиты совместно *Didacna surachanica* Andr. и *Corbicula fluminalis* Müll. позволяет на-

дежно сопоставить морские осадки этой свиты, с одной стороны, с позднехазарской трансгрессией, а с другой—с самым теплым межледниковьем верхнего плейстоцена—микулинским, для которого и в других районах также установлен термический максимум (Попов, 1972; Цейслер, 1972; Motuz, 1968).

Палеотемпературные данные, полученные по соотношению Са и Mg в раковинах моллюсков, взятых скорее всего из позднехазарских отложений (Халиф-Заде, 1969), подтверждают представление о термическом максимуме в микулинское межледниковье.

Физические датировки осадков и раковин моллюсков позднехазарского моря позволяют уверенно отнести их по времени к микулинскому межледниковью (70—130 тыс. лет—Громов и др., 1969; Кинд, 1972).

Стратиграфическое положение сероглазовской свиты на морских отложениях копановской свиты и под осадками раннехвалынской трансгрессии подтверждаются сделанные выше выводы, которые согласуются с выводами П. В. Федорова (1972) о сопоставлении позднехазарской трансгрессии Каспия с карангатской Черного моря, неотирренской Средиземного моря и земской Атлантического океана, происходившими в теплое межледниковье начала верхнего плейстоцена.

Морские осадки сероглазовской свиты выше по течению переходят в цаган-аманский мариналлювий.

Стратотип описан у п. Копановка, где вскрывается весь комплекс этих осадков, а разрез у п. Цаган-Аман следует считать парастратотипом. Мощность отложений колеблется в пределах 5—8 м.

Цаган-аманский мариналлювий представлен в верхней части разрезов п.п. Копановка и Цаган-Аман песками и алевролитами с характерной для позднехазарской трансгрессии *Didacna surachanica* Andr. (форма переходная к ней) и типичной для самого теплого микулинского межледниковья *Corbicula fluminalis* Müll.

Аллювиально-морской генезис осадков следует из смешанного солоновато-пресноводного состава малакокомплекса.

Возраст цаган-аманского мариналлювия устанавливается по сходству с малакокомплексом морских осадков сероглазовской свиты времени позднехазарской трансгрессии.

Стратиграфическое положение цаган-аманского мариналлювия под нижнехвалынскими осадками и на осадках копановской свиты, а также присутствие *Corbicula fluminalis* Müll позволяют относить начало его формирования к самому теплomu плейстоценовому межледниковью—микулинскому. Окончание его происходило, вероятно, в более прохладных условиях начала калининского оледенения, о чем свидетельствуют мерзлотные деформации слоев в кровле этих осадков.

Выше по течению осадки цаган-аманского мариналлювия переходят в никольский аллювий.

Никольский аллювий сложен двумя пачками и базальным слоем с глиняной галькой, пресноводными раковинами и обломками древесины. Пачка «а» представлена косослоистыми песками; пачка «б»—пойменными фациями. Стратотип описан в разрезе у п. Никольского, мощность 5—6 м.

Об аллювиальном генезисе осадков свидетельствуют данные вещественного состава, литофациальный анализ и палеонтологические данные.

Никольский аллювий биостратиграфически охарактеризован остатками костей мелких млекопитающих «никольского» комплекса, более молодого, чем «черноярский» и более древнего, чем хвалынский (по заключению И. М. Громова) и костными остатками крупных млекопитающих верхнеплейстоценового, по заключению И. Е. Кузминой, возраста.

Биостратиграфические данные, фациальный переход никольского аллювия вниз по течению в цаган-аманский мариноаллювий и в морские осадки сероглазовой свиты позднехазарской трансгрессии верхнего плейстоцена, стратиграфическое положение его под нижнехвалынскими отложениями и на волжском мариноаллювии позволяют отнести никольский аллювий к верхнему плейстоцену, той его части, которая предшествует калининскому оледенению, то есть к микулинскому межледниковью.

О межледниковых условиях образования никольского аллювия свидетельствуют термофильные виды родов *Lithoglyphus* и *Viviparus*, присутствующие в малакокомплексе в массе. Однако завершение накопления никольского аллювия, вероятно, относится уже к началу калининского оледенения, о чем свидетельствуют следы криотурбаций в верхней его части.

Никольским аллювием заканчивается верхнехазарский стратогенетический ряд хазарского комплекса Нижней Волги.

Нижнехазарский ряд нижнего течения р. Урал включает три стратогена: калмыковскую свиту морских осадков, уральский мариноаллювий и владимировский аллювий.

Верхнехазарский ряд нижнего течения р. Урал также включает три стратогена: тополинскую свиту морских осадков, кулагинский мариноаллювий и мергеневский аллювий.

Нижнехазарский ряд хазарского комплекса начинается с калмыковской свиты морских осадков. Стратотип свиты описан в разрезе п. Калмыково. Базальный слой ее состоит из ожелезненного галечника с дресвой и целыми створками переотложенных раковин моллюсков, характерных для бакинской трансгрессии (*Didacna rudis* Nal., *D. parvula* Nal.) и выделяется под названием индерборских, так как вскрывается в основании разреза в п. Индерборском. На индерборских галечниках залегают морские глины и алевроиты пачки «а», перекрытые суглинками пачки «б», общей мощностью до 10 м.

Осадки калмыковской свиты охарактеризованы комплексом солоноватоводных моллюсков: *Didacna aff. parallella* Bog., *D. aff. parvula* Nal., многочисленными видами рода *Hupanis* и др.

Стратиграфическое положение осадков калмыковской свиты, в подошве которой выходят индерборские галечники с переотложенными раковинами моллюсков бакинской трансгрессии, под осадками позднехазарской трансгрессии, позволяет связать накопление осадков калмыковской свиты с раннехазарской трансгрессией среднего плейстоцена.

Состав и внешний облик раковин моллюсков свидетельствуют о принадлежности осадков калмыковской свиты к межледниковью. Таким межледниковьем в среднем плейстоцене может быть только одицовское, так как к лихвинскому межледниковью в соседнем Нижневолжском районе относятся осадки, лежащие стратиграфически ниже осадков раннехазарской трансгрессии. Однако суглинки пачки «б» калмыковской свиты отлагались в регрессивную фазу в условиях ухудшения климата, о чем свидетельствуют мерзлотные нарушения, пониженная карбонатность пород и угнетенный облик малакофауны, связанные, вероятно, с началом московского оледенения.

Калмыковская свита морских осадков вверх по течению р. Урал переходит в уральский мариноаллювий. Стратотип этих осадков описан в разрезе у п. Мергеневского. В уральском мариноаллювии выделены две пачки мощностью от 2 до 12 м, фациально замещающие друг друга по простиранию. Пачка «а» — алевроиты, пески, суглинки и пачка «б» — разноцветные (розовые, серые, синие) глины.

Смешанный солоновато-пресноводный состав малакокомплекса, лито-фациальные особенности, кривые распределения характеризуют аллювиально-морской генезис этих отложений.

Среднеплейстоценовый возраст уральского мариноаллювия устанавливается по солоноватоводным моллюскам *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav., характеризующим морские отложения раннехазарской трансгрессии среднего плейстоцена на Нижней Волге, и по находкам остатков суслика из группы *majorbigulai* (Громов, 1957).

Стратиграфическое положение уральского мариноаллювия непосредственно под верхнеплейстоценовым мергеновским аллювием и его фациальный переход вниз по течению в морские осадки калмыковской свиты подтверждают возможность сопоставления последнего с раннехазарской трансгрессией одинцовского межледниковья. О межледниковых условиях образования этих осадков свидетельствует присутствие в малакокомплексе термофильных видов родов *Viviparus*, *Unio*.

Выше по течению уральский мариноаллювий переходит во владимировский аллювий. Стратотип его описан в разрезе у п. Владимировский.

Владимировский аллювий сложен двумя пачками осадков. Пачка «а» состоит из косослонистых песков, бурых и синих глин с растительным детритом, а также из озерных суглинков с друзами гипса и массой пресноводных раковин моллюсков (чапаевский лимний). К пачке «б» отнесены лёссовидные суглинки. Общая мощность осадков около 8 м.

Аллювиальный генезис осадков следует из литофациального строения, кривых распределения и пресноводного малакокомплекса.

Костные остатки млекопитающих, найденные на бечевнике у п. Владимировского (вероятно, вымытые из владимировского аллювия), имеют возраст не древнее средне-верхнего плейстоцена (определения Б. С. Кожамкуловой).

Общность пресноводного малакокомплекса владимировского аллювия с пресноводной частью смешанного малакокомплекса уральского мариноаллювия и стратиграфическое положение его под мергеновским аллювием позволяют предположить среднеплейстоценовый возраст осадков.

Присутствие во владимировском аллювии относительно теплолюбивых видов родов *Lithoglyphus* и *Viviparus* позволяет говорить о благоприятных климатических условиях во время осадконакопления и связывать его образование с одинцовским межледниковьем.

Владимировским аллювием заканчивается нижнехазарский ряд осадков хазарского комплекса.

Верхнехазарский ряд осадков хазарского комплекса начинается с морских отложений тополинской свиты. Стратотип ее описан в разрезе п. Тополи. Она представлена зелено-серыми и коричневыми алевритами и ракушниками, сильно карбонатными с обильной солоноватоводной фауной моллюсков, их видимая мощность 5—8 м. Присутствие в малакокомплексе раковин *Didacna surachanica* Andr.—руководящей формы для осадков позднехазарской трансгрессии Нижней Волги—позволяет связать осадки тополинской свиты с этой трансгрессией Каспия.

Малакофаунистические данные, стратиграфическое положение этой свиты под осадками раннехвалынской трансгрессии и ее фациальный переход вверх по течению в аллювий с *Corbicula delessertiana* Pr. позволяют отнести морские осадки тополинской свиты к верхнему плейстоцену.

О теплых межледниковых условиях этого времени свидетельствуют высокая карбонатность осадков тополинской свиты и раковины термофильных моллюсков, содержащиеся в континентальных аналогах этой свиты, вверх по течению р. Урал.

Таким образом, осадки тополинской свиты накапливались во время позднехазарской трансгрессии, происходившей в теплое микулинское межледниковье.

Кулагинский мариналлювий замещает выше по течению осадки тополинской свиты; он описан в низовом конце разреза у п. Кулагино.

Кулагинский мариналлювий представлен песками и алевритами со смешанной малакофауной, которая указывает на аллювиально-морской генезис осадков. Мощность его 4—5 м.

Стратиграфическое положение кулагинского мариналлювия на морских осадках калмыковской свиты и под морскими осадками нижнехвалынской подсвиты, а также фациальный переход его вниз по течению в морские осадки тополинской свиты позволяют сопоставить кулагинский мариналлювий с позднехазарской трансгрессией микулинского межледниковья.

Мергеневский аллювий вверх по течению фациально замещает кулагинский мариналлювий. Стратотип его описан в разрезе у п. Мергеневского. В основании мергеневского аллювия прослеживается базальный слой с глиняной галькой, глинисто-известковистыми стяжениями («олены рога») и массой раковин пресноводных моллюсков. Выше залегают косослоистые пески пачки «а» и наклонно-слоистые облёссованные суглинки пачки «б» с серией погребенных почв и мерзлотными клиньями в кровле.

Об аллювиальном генезисе осадков свидетельствует присутствие глиняных катунов в основании толщи, ее литофациальные особенности, кривые распределения и малакокомплекс, состоящий из пресноводных и наземных раковин моллюсков.

Верхнеплейстоценовый возраст мергеневского аллювия следует из находок раковин *Corbicula delessertiana* Pr., встреченных в этом районе впервые. В Придунайской равнине и Приднестровье эта фауна найдена в осадках позднего плейстоцена.

Массовое развитие термофильных моллюсков родов *Lithoglyphus*, *Viviparus* и теплолюбивого тропического вида *Corbicula delessertiana* Pr. в сочетании с повышенной карбонатностью пород, скоплением крупных известковистых стяжений и преобладанием в глинистой фракции смешанно-слоистых монтмориллонит-гидрослюдистых минералов позволяет связать образование мергеневского аллювия с самым теплым межледниковьем верхнего плейстоцена—микулинским. Облёссованность суглинков верхней пачки мергеневского аллювия и мерзлотные клинья в кровле свидетельствуют, скорее всего, о наступившем похолодании времени калининского оледенения.

Приведенный выше материал дает возможность произвести корреляцию плейстоценовых осадков, развитых в низовьях рек Волги и Урала.

Так, морские осадки раннехазарской трансгрессии *Didacna subrugamidata* Prav. (копановская свита) и их континентальные аналоги с термофильными моллюсками родов *Lithoglyphus*, *Viviparus*, *Valvata*, остатками костей крупных млекопитающих хазарского и мелких «черноярского» комплексов (займищенский аллювий, а также переходные слои—волжский мариналлювий), развитые в низовье Волги и объединяемые в нижнехазарский стратогенетический ряд, могут быть уверенно

сопоставлены с осадками аналогично построенного нижнехазарского ряда в низовье Урала.

Осадки времени позднехазарской трансгрессии Нижней Волги (морские отложения сероглазовской свиты с *Didacna surachanica* Andr., переходные слои цаган-аманского мариноаллювия с *Corbicula fluminalis* Müll, и с массовым развитием других термофильных моллюсков), объединяемые в верхнехазарский стратогенетический ряд, в низовье Урала представлены отложениями сходно построенного стратогенетического ряда. В морских осадках тополинской свиты также найдена *Didacna surachanica* Andr., а в континентальных—*Corbicula delessertiana* Pr. и другие термофильные моллюски. Таким образом, на Нижней Волге и в низовье Урала позднехазарские отложения связаны с термическим максимумом плейстоцена (микулинское межледниковье).

Для целей межрегиональной корреляции особенно важно обнаружение в обоих районах четкого маркирующего горизонта в основании осадков верхнехазарского стратогенетического ряда, содержащего глиняную гальку, глинисто-известковистые стяжения («оленьи рога»), обильные скопления костных остатков и раковин термофильных моллюсков с корбикулами (*Corbicula fluminallis* Müll.—на Нижней Волге и *Corbicula delessertiana* Pr.—на Нижнем Урале), отмечающего границу среднего и верхнего плейстоцена. Подобный горизонт на этом стратиграфическом уровне прослеживается и в других районах, например, в кровле верхней подсвиты каракумской свиты низменных Каракумов Средней Азии. Этот маркирующий горизонт легко распознается при полевых исследованиях и может быть использован при крупномасштабном картировании.

Таким образом, в результате изучения разрезов в низовьях рек Волги и Урала составлены две местные стратиграфические схемы осадков хазарского комплекса (рис.), которые могут служить основой для корреляции с другими регионами и материалом для составления единой стратиграфической схемы плейстоценовых отложений Европейской части СССР.

ЛИТЕРАТУРА

- Громов В. И. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья. Тр. комисс. по изуч. четверт. периода. АН СССР, т. 4, вып. 2, 1935.
- Громов В. И., Краснов И. И., Никифорова К. В., Шанцер Е. В. Схема подразделений антропогена. Бюлл. комисс. по изуч. четверт. периода, № 36, «Наука», М., 1969.
- Громов И. М. Материалы по истории фауны грызунов нижнего Урала и северного Прикаспия. Тр. зоолог. ин-та АН СССР, XXII, 1957.
- Каплянская Ф. А., Гарноградский В. Д. О стратогенетических подразделениях местных схем четвертичных отложений. В сб.: «Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия» к IX конгрессу INQUA в Новой Зеландии, 1973.
- Кинд Н. В. Позднечетвертичные изменения климата и оледенения на территории Старого и Нового Света (радиоуглеродная хронология). В кн.: «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». «Наука», М., 1972.
- Попов Г. И. Значение моллюсков для корреляции континентальных и морских плейстоценовых отложений Понто-Каспийского бассейна. В сб.: «Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы». «Наука», М., 1972.
- Федоров П. В. Роль планетарных трансгрессий в истории внутренних морей. В кн.: «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». «Наука», М., 1972.

- Халиф-Заде Ч. М.* Различия по магнезиальности раковин современных, антропогеновых и неогеновых пелеципод, гастропод и вопросы палеотемператур третичных, четвертичных морей Азербайджана. В сб.: «Палеогеографические и литолого-фациальные исследования в СССР». (Тезисы докл.). Л., 1969.
- Цейслер Х.* «Fagotica Acicularis (Ferussac)» из четвертичных отложений в бассейне Хельме и Унстрдта. В сб.: «Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы». «Наука», М., 1972.
- Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ип-та геолог. наук, вып. 135, геол. серия (№ 55). М., 1951.
- Motuz Valentin M.* Quartamollusken im Westen der Russischen tafei und ihre stratigraphische Bedeutung. „Ber. Deutsch. Ges. Geol.“, Wiss., a. 13, N 13 (нем.), 1968.

К. А. УШКО

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Необходимость детального изучения четвертичных отложений Кура-Араксинской нефтегазоносной области определяется их огромной мощностью, достигающей в пределах депрессионных районов Куринской впадины 1000 метров, и закономерным отражением погребенных перспективно-нефтегазоносных поднятий в особенностях залегания отложений, в изменении мощностей и литолого-фациального состава.

Отсутствие специальных стратиграфо-корреляционных работ обусловило то, что четвертичная толща в разрезах скважин большинства районов подразделена лишь на две части: бакинский ярус и гюргянскую свиту, или «древнекаспийские слои» (Пашалы, 1960; Петрова, Кулиева, Ворошилова, 1960). Только в предгорной полосе четвертичные террасовые отложения подразделены П. В. Федоровым (1957) на четыре яруса. Попытка более подробно расчленить четвертичные отложения в разрезах скважин на основании выделения литологических пачек была предпринята в 1960 г. А. Ш. Исмаиловым.

В 1960—1969 гг. автором совместно с В. Я. Троцюком проводилось стратиграфо-палеонтологическое изучение четвертичных отложений Куринской впадины в связи с работами по Южно-Каспийскому нефтегазоносному бассейну и структурно-геоморфологическим исследованиям в Азербайджане (Ушко, Троцюк, 1972). Были проведены детальные полевые исследования обнажений на Кюровдаге (овр. Ям-Дере), Мишовдаге (Нефтяная балка), М. Харам и Каламадыне (юго-западные склоны), Карамарьяме (долина Кюрд-Кобу) и Боздаге (юго-восточная периклиналь), а также изучение отложений морских террас. Но особое значение в стратиграфическом расчленении и корреляции четвертичных отложений имели фаунистические исследования керн по скважинам различных площадей структурно-поискового бурения по материалам треста «Азнефтегазразведка». Палеонтологические исследования проводились в стратиграфо-палеонтологической лаборатории НИЛЗарубежгеологии. Изучение остракод (более 1000 образцов) были выполнены Г. Ф. Шнейдер, определение фауны моллюсков (250 образцов) производилось К. А. Ушко. На основании этих данных были составлены схемы внутрирайонной корреляции разрезов по площадям и схема межрайонной корреляции Куринской впадины.

Особенностью стратиграфо-корреляционных исследований четвертичных отложений Куринской впадины явилось применение и разработка ритмостратиграфического метода. Этому способствовало, прежде всего, наличие в разрезах четвертичных отложений четкой ритмичности осадков, обусловленных значительными по масштабу тектоническими

движениями Куринской впадины—районов, непосредственно сопряженных с Б. Кавказом.

Вопросы ритмичности, цикличности осадков рассматриваются в работах И. И. Потапова (1947), В. Е. Хаина (1950), Д. В. Наливкина (1959), В. В. Меннера (1965), П. Даффа и др. (1971) и других исследователей.

Основные положения методики ритмостратиграфических исследований четвертичных отложений Азербайджана освещены в специальной работе (Ушко, Троцюк, 1972).

Выделение ритмов в четвертичных отложениях Куринской впадины было предпринято в первую очередь по наиболее полным и палеонтологически охарактеризованным естественным разрезам и разрезам скважин. Такими разрезами оказались: Кюрсангя (скв. 8,27), Хыдырлы (скв. 7), Калмас (скв. 18), Кюровдаг (скв. 8, 11, сводный разрез по овр. Ям-дере), М. Харамы (юго-западное крыло), Мишовдаг (Нефтяная балка), Кубалы (скв. 5). В процессе изучения этих и большинства других разрезов отмечались следующие особенности четвертичных отложений: чередование крупных (мощностью 50—200 м) литологических пачек глин, переслаивающихся глин и песков, песков и алевролитов; периодическая схема красноцветных и сероцветных осадков; чередование загипсованных и с растительными остатками слоев со слоями, охарактеризованными морской фауной и т. д.

Выделение бакинского и хазарского ярусов по палеонтологическим данным позволило судить о наличии в разрезах скважин крупных комплексов отложений, образовавшихся в бакинском и хазарском седиментационных бассейнах. Эти морские бассейны, как и любой замкнутый водоем, развивались по схеме: регрессивная фаза—трансгрессивная фаза—регрессивная фаза (Наливкин, 1959). Используя схему и опираясь на литолого-фациальных и палеонтологических данных по четвертичной толще области, нами были выделены крупные ритмостратиграфические комплексы отложений, или мезоритмы и составляющие их элементы.

Сводная схема стратиграфического расчленения и корреляции Куринской нефтегазоносной области включает наиболее полные и характерные геолого-геофизические разрезы, приуроченные к различным ее частям. Сводная схема включает разрезы, показанные на рис. 1.

На основании проведенной межрайонной корреляции четвертичных отложений выделены и прослежены в пределах всей (изученной бурением) территории Куринской впадины I-й, II-й и III-й мезоритмы, соответствующие бакинскому, хазарскому и хвалынскому ярусам. При этом I-й и II-й ритмостратиграфические комплексы, в свою очередь, подразделены на три горизонта, а III-й расчленен на 2 ритма (рис. 1).

Бакинский ярус ($Q_1 b$)—I-й ритмостратиграфический комплекс (мезоритм). Отложения бакинского яруса вскрыты скважинами на всех площадях впадины и обнажаются в присводовых частях поднятий М. Харамы, Мишовдаг, Кюровдаг, Каламадын и др. Представлены бакинские отложения песчано-глинистыми и алевроитовыми осадками мощностью 150—350 метров с фауной моллюсков и остракод: *Didacta parvula* Nal., *D. catillus* Eichw., *D. rudis* Nal., *Leptocythere martha* Livent., *Lept. arevina* Livent., *Lept. quinquetuberculata* Schw., *Caspiolla gracilis* Livent., *Cytherissa cascusa* Mand., *Bacunella dorsoarciata* (Zal.), *Eucythere naphtascholana* Livent.

На основании микропалеонтологических исследований и применения ритмостратиграфического метода нами проведено трехчленное подразделение бакинского яруса на горизонты 1-а, 1-б, 1-в, являющиеся элементами единого ритмостратиграфического комплекса отложений.

Горизонт 1-а представлен, как правило, сильно песчанистыми глинами и песками, пестроцветными, преимущественно буровато-коричневыми. В разрезах Геокчай и Кубалы в горизонте обнаруживаются прослойки грубообломочных отложений: гравелита и галечника. На пл. Хиллы и Дуровдаг, наоборот, возрастает глинистость горизонта. Фаунистически горизонт 1-а охарактеризован плохо, главным образом пресноводными видами фауны моллюсков и остракод, а также содержит небольшое число форм, встречающихся во всем разрезе четвертичной толщи. В разрезах, приуроченных к прибортовым частям Куринской впадины (Геокчай, Кубалы), отложения совершенно не содержат палеонтологических остатков. В разрезе скв. 27 пл. Кюрсангя, в коричнево-бурых глинах верхней части горизонта, наряду с пресноводными моллюсками и единичными формами остракод *Eucythere naphtatscholana* Livent., *Cyprideis littoralis* Br., *Candoniella albicans* Br. найдены единичные мелкие экземпляры *Didacna parvula* Nal. Для горизонта 1-а характерно наличие прослоев с обильными растительными остатками, часто залегающими в виде скоплений обуглившегося детрита. Во всех разрезах, приуроченных к антиклинальным складкам, горизонт залегает несогласно на подстилающих апшеронских отложениях. На электрокаротажных диаграммах горизонт характеризуется дифференцированными кривыми КС и ПС, отражающими чередование песчаных прослоев со слоями глины. Мощность горизонта 1-а в целом по всей впадине, так и в пределах отдельных поднятий испытывает значительные изменения. В присводовой части в большинстве случаев он полностью выклинивается (М. Харамы) или составляет всего 15-20 метров (Кюровдаг, Ям-дере, М. Харамы, скв. № 2), тогда как в синклинальных зонах впадины (Дайкенд, Кюрсангя) мощность достигает 200 и более метров.

Горизонт 1-б представлен глинистыми осадками серого и темно-серого цвета. Глины слоистые, вязкие, в верхней части по плоскостям наслоения содержат тончайшие прослойки алевролита или мелкозернистого песка.

В 20—25 метрах от подошвы залегают 2 маркирующих прослоя вулканического пепла. Пеплы залегают в 5 м друг от друга и имеют мощность всего по 10—20 см. На схемах корреляции они показаны условно в виде одного прослоя. В глинах горизонта 1-б обнаружены тонкостворчатые раковины *Didacna parvula* Nal., а также характерная ассоциация остракод: *Cytherissa cascusa* Mand., *Bacunculina dorsoarcuata* Zal.), *Leptocythere quinquetuberculata* Schw. Горизонт выделяется на электрокаротажных диаграммах по низким значениям КС, образующих одно или несколько У-образных спада против слоев вулканического пепла и слабо дифференцированной кривой ПС, образующей отчетливо выраженную положительную аномалию. Благодаря этим особенностям горизонт 1-б хорошо прослеживается по всем изученным площадям. Мощность горизонта 1-б сравнительно стабильна (80—100 м). Уменьшение мощностей наблюдается лишь в присводовых частях поднятий (Бабазанан, Кюровдаг, Карабаглы, Падар и др.).

Горизонт 1-в в целом по изученной территории представлен песчано-глинистыми отложениями с прослоями глинистых ракушняков и известняков-ракушечников. На пл. Кюровдаг, Мишовдаг в разрезе горизонта преобладают буровато-серые пески, глинистые с прослоями глин и глинистых ракушняков. В песках горизонта 1-в обнаруживаются остатки фауны моллюсков *Didacna carditoides* Andrus., *D. rudis* Nal. а в скважине № 1 (Дайкенд) в верхах отмечено присутствие *Didacna parvula* Nal. На кривых электрокаротажа горизонту 1-в свойственна высокая дифференцированность кривой КС и заметные колебания зна-

чений удельных сопротивлений. Мощность горизонта 1-в значительно изменяется: от 10—20 метров (пл. Кубалы) до 80—90 метров (Дайкенд, Кюрсангя, Сарыджаляр). Резкие изменения мощности горизонта часто обуславливаются размывом осадков.

Из приведенного описания видно, что отложения горизонта 1-в образовались в сравнительно мелководных опресненных условиях, существовавших на рубеже апшеронского и бакинского веков. Отложения горизонта 1-б накопились уже в условиях относительно глубоководного бассейна, а горизонта 1-в—в период сокращения и обмеления бакинского моря.

Горизонт 1-а, таким образом, соответствует тюркянскому горизонту, а горизонты 1-б и 1-в можно параллелизовать с нижне- и верхнебакинским подъярусам (рис. 1).

Хазарский ярус (Q_2 hz)—II и III нижняя часть ритмостратиграфического комплекса (мезоритмы). Отложения хазарского яруса обнажаются в присводовых частях ряда поднятий и вскрыты скважинами на всех площадях Куринской впадины, достигая мощности 550 м. Отложения хазарского яруса наиболее полно, по сравнению с другими площадями сводовой схемы корреляции, изучены на площадях Кюровдаг и Кюрсангя. Хазарские отложения характеризуются следующим составом фауны моллюсков и остракод: *Didacna kovalevskii* Bog., *D. trigonula* Dash., *D. nallivkini* Wass., *Loxococoncha endocarpa* Sharap., *Lox. gibboida* Livent., *Leptocythere bacuana* Livent., *Lept. martha* Livent., *Trachyleberis azerbaijanica* Livent., *Tr. pseudoconvexa* Livent., *Cyprideis littoralis* Br., *Lept., caspia* Livent., *Lept. multituberculata* Livent.

В наиболее полных разрезах отчетливо наблюдаются два ритмостратиграфических комплекса (II, III), при этом II-й ритмостратиграфический комплекс характеризуется трехчленным строением (II-а, II-б, II-в). В III-м ритмостратиграфическом комплексе выделены два ритма III-а и III-б, первый из которых относится к хазарскому ярусу. На пл. Кюровдаг отложения II ритмостратиграфического комплекса охарактеризованы остракодами: *Trachyleberis pseudoconvexa* Livent., *Tr. azerbaijanica* Livent., *Loxococoncha endocarpa* Sharap., *Leptocythere martha* Livent., *Lept. multituberculata* Livent. В скв. II хазарская фауна остракод наблюдается на глубине 420 м—на 10—15 метров выше границы размыва и несогласного залегания отложений II-го ритмостратиграфического комплекса на подстилающих осадках бакинского яруса. Здесь же и выше по всему разрезу обнаруживаются раковины моллюсков: *Didacna trigonula* Dash., *D. kovalevskii* Bog. Хазарский комплекс остракод прослеживается также на 70—80 м (скв. 8,11) выше верхней границы II-го ритмостратиграфического комплекса.

Горизонт II-а. В наиболее полных разрезах синклиналильных частей впадины (пл. Кюрсангя) горизонт II-а представлен чередованием глин серых, светло-серых, буровато-коричневых с песком желтовато-серым и известняком-ракушечником. В глинах—прослой с растительными остатками, много обломков раковин моллюсков, а также остракоды: *Trachyleberis pseudoconvexa* Livent., *Leptocythere multituberculata* Livent., *Lept. polita* Schneid., *Lept. martha* Livent. В разрезах Кюровдага, приуроченных к далеким погружениям крыльев складки, горизонт II-а представлен серыми глинами, переслаивающимися с бурыми песчанистыми и прослоями песка. В интервалах 80—380 м скв. II определена микрофауна: *Cyprideis littoralis* Br., *Cytherissa cascusa* Mand., *Leptocythere arevina* Livent., *Trachyleberis azerbaijanica* Livent. В песке обнаружены обломки крупных раковин моллюсков: *Didacna nallivkini* Wass., *D. kovalevskii* Fed., *D. paleotrigonoides* Fed. В раз-

резах Кубалинских скважин отмечается появление грубообломочных осадков, загипсованных прослоев и многочисленных растительных остатков.

В основании горизонта II-а часто отмечается прослой грубозернистого песка с галькой, по которому устанавливается крупный размыв на границе бакинских и хазарских отложений. Верхняя граница горизонта проводится по кровле прослоя песчаника. Горизонт характеризуется дифференцированными кривыми ПС и КС, благодаря чему его границы хорошо прослеживаются. Мощность горизонта колеблется в значительных пределах: от 30 м (на пл. Кубалы) до 130 м (на пл. Кюрсангя). В сводовых частях поднятий (Кюровдаг, Мишовдаг, Хыдырлы и др.) горизонт II-а, как правило, размыт.

Горизонт II-б на пл. Кюрсангя представлен глинами серыми, известковистыми, в средней части с тонкими прослойками алевролита. В низах горизонта—20-сантиметровый слой вулканического пепла, выражающийся на электрокаротажных диаграммах U-образными понижениями кривой КС. Горизонт характеризуется относительным постоянством литологического состава по всем площадям. На Кюровдаге он также представлен глинами серыми, темно-серыми, плотными, в средней части песчанистыми. В наиболее полных разрезах (скв. 33,8,11) в низах глинистого горизонта II-б также наблюдаются U-образные аномалии кривой КС, по-видимому, соответствующие прослоям пепла. В глинах, особенно в средней и верхней частях—обильное количество обломков мелкой фауны моллюсков: *Didacna incrassata* Vog., *D. kovalevskii* Vog. На пл. Хиллы, Карабаглы в низах горизонта по каротажным данным (U-образная аномалия кривой КС) также отмечается прослой вулканического пепла. На пл. Карабаглы и многих других площадях в средней части горизонта фиксируется опесчанивание глин и появление тонких прослоев алевролита и песка. В целом горизонт II-б хорошо выделяется на электрокаротажной диаграмме по слабой дифференцированности кривой ПС и весьма сглаженной—КС. В разрезах прибортовой части впадины (Геокчай, Кубалы) наблюдается значительное возрастание песчаности по всему горизонту.

Горизонт II-в в синклиналиных частях впадины (Кюрсангя, Дайкенд, Сарыджаляр) представлен глинами буровато-коричневыми, которые переслаиваются с песком и песчаником. В скв. 28 и 8 пл. Кюрсангя встречены остракоды хазарского возраста: *Bacunculina dorsoarcuata* (Zal.), *Trachyleveris pseudoconvexa* Livent., *Tr. azerbaijanica* Livent. В нижней части разреза Дайкендской скважины найдены остатки раковин моллюсков: *Didacna trigonula* Dasch., *D. cristata* Dasch., *D. incrassata* Vog., *D. poleotriagonoides* Fed., *D. nalivkini* Wass.

На пл. Кюровдаг среди глин бурых, буровато-серых отмечается большое количество тонких пропластков серого, мелкозернистого песка с прослоями глинистого ракушняка с растительными остатками. В верхах горизонта II-в (скв. 36,11) отмечается загипсованность осадков. В самых низах скв. 8 обнаружена фауна моллюсков и остракод: *Planorbis* sp., *Dreissena polymorpha* Pall., *Cyprideis littoralis* Br., *Trachyleberis azerbaijanica* Livent., *Tr. pseudoconvexa* Livent. На площадях Хыдырлы, Дуровдаг и Кубалы в горизонте II-в наблюдаются обильные растительные остатки. В ряде разрезов (Карабаглы, Падар) глины загипсованы. На пл. Геокчай горизонт II-в представлен песчано-глинистыми отложениями с частыми прослоями галечников рыхлых, на глинистом цементе. Верхняя и нижняя границы горизонта II-в проходят по мощным прослоям песка и четко выделяются по спаду кривой ПС. В целом горизонт выражен дифференцированными кривыми ПС, на Кубалах и

Геокчае и КС. Мощности колеблются в значительных пределах от 30 м (пл. Кубалы, скв. 12) до 200 м (пл. Кюрсангя, скв. 27).

Таким образом, хазарские отложения образуют два отчетливых ритмостратиграфических комплекса отложений (мезоритма), соответствующих отдельным этапам развития хазарского морского бассейна. При этом II ритмостратиграфический комплекс—мезоритм—соответствует, по-видимому, нижнехазарскому подъярусу (гюргянская свита), в то время как нижняя часть III-го ритмостратиграфического комплекса отвечает времени образования верхнехазарских отложений с *Didacna surachanica* Andrus., по П. В. Федорову (1957).

III ритмостратиграфический комплекс—мезоритм—выделен в разрезах, приуроченных к наиболее погруженным частям впадины (Сарыджаляр, Дайкенд, Бабазян, Кюрсангя и др.) или на далеких периклинальных окончаниях или погружениях крыльев антиклинальных складок (Бабазян, Хиллы и др.). В средней и особенно верхней части пл. Кюрсангя встречены растительные остатки. В разрезе скв. 8 на глубине 96 м и ниже обнаружены остракоды: *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.), *Trachyleberis pseudoconvexa* Livent., *Tr. azerbaijanica* Livent. Мощность III комплекса 288 м. Еще большую мощность (360 м) он имеет на Дайкенде, где включает пачки V, VI, VII по расчленению А. Ш. Исмайлова. Нижняя часть комплекса охарактеризована раковинами моллюсков: *Didacna trigonula* Dasch., *D. kovalevskii* Bog., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. nalivkini* Wass., *Corbicula fluminalis* Müll.; верхняя (0—130 м) представлена бурами песчанистыми немymi глинами.

Ритм III-A, относимый к хазарскому ярусу, представлен на Кюроваде глинами песчанистыми, часто неслоистыми, буровато-серыми с прослоями ржаво-бурого песка и ракушечника. В интервалах 14,5—38,5 скважины 8 определена следующая микрофауна: *Leptocythere labollifera* Step., *Lept. accurata* Schneid. В скв. 12 в нижней части обнаружена *Didacna trigonula* Desch. Повсеместно в нижней части ритма III-A отмечается слой песка (иногда с включениями гравия и обломками раковин моллюсков), по которому и проводится граница с подстилающими отложениями. На Дуроваде, в низах ритма III-A, глины загипсованы и в ряде скважин содержат обильные растительные остатки. Загипсованные глины встречены также и в верхах ритма III-A (пл. Карабаглы). В ряде скважин пл. Карабаглы (скв. 31,38) в осадках ритма А встречены *Corbicula fluminalis* Müll. В скв. 31 несколько выше слоев с обильной пресноводной фауной *Corbicula fluminalis* Müll. и небольшим количеством *Didacna trigonula* Dasch. Только на пл. Геокчай наблюдается отчетливая ритмичность строения ритма III-A, что дало возможность подразделить его на три слоя: нижний III_A^a, средний—III_A^b и верхний—III_A^b. Верхний и нижний слои представлены преимущественно песчано-галечниковыми отложениями, в то время как средний слой—песчано-глинистый, с подчиненными прослоями галечников. Мощность ритма А составляет в среднем 150—200 метров.

Рассмотренные данные указывают на то, что отложения хазарского яруса включают II-й ритмостратиграфический комплекс и ритм III-A. Таким образом, накопление осадков происходило вначале в крупном раннехазарском бассейне, а затем, после регрессии, в более опресненном верхнехазарском, имевшем меньшие размеры.

Исходя из литолого-фациальных и палеонтологических особенностей горизонтов II-а, II-б, II-в, в раннехазарском бассейне четко отмечаются три составляющие его стадии: 1) регрессия—начало трансгрессии; 2) максимальная трансгрессия и 3) конец трансгрессии—регрессия. По продолжительности данные стадии, по-видимому, соизмери-

мы с соответствующими стадиями развития бакинского морского бассейна.

Позднехазарский бассейн отличался меньшей продолжительностью как в целом, так и в отдельных его стадиях. Это, по-видимому, вызвано менее интенсивным погружением Куринской впадины и более значительными поднятиями суши в полосе горного обрамления. Указанное обстоятельство обусловило наиболее четкое проявление стадии позднехазарского бассейна в ограниченной, прибортовой части впадины.

Хвалынский ярус (Q_3 hv) включает верхний ритм III ритмостратиграфического комплекса (III-Б). Отложения ритма III-Б на пл. Хиллы, Дуровдаг, Карабаглы представлены рыхлыми песчано-глинистыми осадками, мощностью от 50 до 110 метров. В низах ритма часто отмечается загипсованность песчанистых глин и суглинков. В отдельных скважинах пл. Карабаглы (скв. 31, интервал 70—75 м) в средней части отложений ритма III-Б, наряду с большим количеством раковин пресноводных моллюсков *Gastropoda*, обнаруживаются обломки раковин *Didacna aff. praetrigonoides* Nal., характерных для хвалынского яруса. На Кюровдаге, по данным микропалеонтологических исследований образцов из скв. 8,11, в отложениях ритма III-Б встречаются опресненная фауна моллюсков и остракод или формы, имеющие распространение по всему разрезу четвертичной толщи. Только с помощью сопоставления с разрезом обнажения Ям-дере здесь удается достаточно убедительно выделить хвалынские отложения по палеонтологическим данным.

Таким образом, в результате проведенных исследований Куринской впадины охарактеризованы ритмостратиграфические комплексы мезоритмы четвертичных морских отложений и составляющие их горизонты, значительно облегчающие стратиграфическое расчленение и корреляцию разрезов скважин. Предлагаемая единая схема ритмостратиграфического расчленения и корреляции четвертичных отложений Куринской впадины является более дробной и обоснованной по сравнению с прежними схемами. Она впервые непосредственно увязана с электрокаротажными диаграммами скважин. Это позволяет широко применять данную схему в практике геолого-разведочных работ.

Полученные данные по распределению мощностей и изменению литологического состава четвертичных отложений позволяют выяснить структурные особенности отдельных площадей, а также всей впадины. Установлено, что максимальное погружение всей впадины произошло в первой половине хазарского века, а наиболее интенсивные восходящие тектонические движения проявились в его конце и в современную эпоху. На основании корреляции разрезов повсеместно выявлены крупные размыты, приуроченные к границам апшеронского и бакинского ярусов, бакинского и хазарского ярусов, а на отдельных поднятиях также и между горизонтами I-б, I-в и комплексами II и III. Одновременно с общим погружением впадины в четвертичное время происходило интенсивное складкообразование (Калмас, Бабазанан и др.) и унаследованное развитие погребенных структурных элементов впадины (Падар, Геокчай, Кюрсангя, Кубалы и др.).

Полученные данные по характеру изменения литологического состава и фаций отложений указывают на единство строения и сходство условий осадкообразования всей четвертичной толщи Куринской впадины. Поэтому методика ритмостратиграфических исследований и сама схема расчленения и корреляции могут быть эффективно использованы при геолого-разведочных работах в еще не изученных бурением районах Куринской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Дафф П., Халлам А. и Уолтон Э. Цикличность осадконакопления. «Мир» М., 1971.
- Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. Труды ГИН АН СССР, вып. 65, 1962.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. I, Госгеолгиздат, М., 1959.
- Пашалы Н. В. К вопросу формирования тюркянского горизонта в пределах Азербайджана. ДАН АзССР, т. XVI, № 10, 1960.
- Петрова О. И., Кулиева Х. М., Ворошилова Л. Т. К стратиграфии постплиоценовых (древнекаспийских) отложений Прикуринской низменности. В сб.: «Вопросы геологии», вып. 7, Баку, 1960.
- Потапов И. И. Ритмичность отложений продуктивной толщи Апшерона. Изв. АН АзССР, № 2, 1947.
- Ушко К. А., Троцюк В. Я. и Сырнев И. П. и др. Стратиграфо-корреляционные и ритмостратиграфические методы выявления новейших структурных элементов. В кн.: «Структурн.-геоморфол. исслед. при изуч. нефтегазоносн. бассейнов». Л., «Недра», 1967.
- Ушко К. А., Троцюк В. Я. Ритмостратиграфические исследования морских четвертичных отложений Куринской впадины и методика их изучения. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLVII (4), 1972.
- Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Труды ГИН АН СССР, вып. 10, 1957.
- Хашин В. Е. Геотектоническое развитие юго-восточного Кавказа. Баку, Азнефтегиздат, 1950.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Г. И. ГОРЕЦКИЙ

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ И МЕТОДЫ РАЗРАБОТКИ СТРАТИГРАФИИ АНТРОПОГЕНОВОЙ СИСТЕМЫ

Антропоген отличается от других геологических периодов тремя исключительными специфическими особенностями, которые оказывают решающее влияние на разработку стратиграфии антропогеновой системы.

Во-первых, антропоген ознаменовался появлением и становлением Человека как социального существа, превратившегося в могучий геологический фактор, создавшего новую оболочку Земли—ноосферу. А. П. Павлов отметил самое существенное в антропогеновой истории Земли—неразрывную связь геологической истории с судьбами человечества. В. И. Вернадский подчеркнул огромное влияние Человека на судьбы Земли, выразившееся в создании ноосферы, сферы разума и культуры. Влияние ноосферы, ее роста и качественных изменений в наш век научно-технической революции и прогресса никто не станет отрицать. Человек становится ведущим геологическим фактором, определяющим и свою судьбу и будущее в истории Земли.

Во-вторых, в течение антропогенного периода впервые в истории Земли произошли многократные **равнинные** оледенения, сменявшиеся межледниковьями.

Горные оледенения развивались в некоторых районах Земли и в доантропогенные периоды, но они существенно отличались от равнинных оледенений, как об этом можно судить по материалам изучения тиллитов. В тиллитах не наблюдается закономерного сочетания осадков ледниковой, мариногляциальной, перигляциальной и лёссовой формаций. Тиллиты не сопровождаются ледниковыми комплексами погребенного рельефа, не чередуются с межледниковыми отложениями. Тиллиты часто сочетаются с вулканогенными образованиями, указывающими на вероятное сосуществование горных оледенений и подледных извержений.

В-третьих, антропоген—незавершенный период. Это—начало новой антропозойской, техногенной эры в истории Земли, эры необозримого будущего, практически бесконечного. Антропозой сопоставим с докембрием по необычайной длительности, хотя в докембрии это—длительность начала истории Земли, а в антропоэе—длительность будущего, бесконечного незавершения.

Антропоген, как незавершенный период, отличается кратковременностью; это—геологическая современность.

Продолжительность антропогена, около 700 тысяч лет, ничтожно мала по сравнению с доантропогенными геологическими периодами. Поэтому эволюционные изменения в органическом мире за этот период крайне незначительны и не могут быть положены в основу стратиграфии антропогенных отложений. В биостратиграфической шкале антропоген соответствует лишь одной зоне.

Из сказанного следует, что только на одной биостратиграфической основе разработать стратиграфию антропогенной системы невозможно. Даже в случае отнесения к антропогену калабрия и верхнего виллафранка, объем антропогена будет не больше двух зон биостратиграфической шкалы.

Итак, неповторимые особенности антропогенного периода дают полное основание как к выделению его в особый, самостоятельный геологический период—начало новой, антропозойской, техногенной эры, так и к разработке особой стратиграфической схемы антропогена, совершенно самостоятельной, с собственными стратиграфическими подразделениями и их номенклатурой.

Однако при разработке самостоятельной стратиграфической схемы антропогенных отложений необходимо учитывать практическую целесообразность введения новых подразделений и названий, новой индексации, желательность сохранения укоренившихся в практике рациональных делений и терминов.

На территории СССР за ряд десятилетий выполнены огромные работы по геологическим съемкам антропогенных образований разных масштабов, с использованием стратиграфической схемы, разработанной под руководством С. А. Яковлева и Г. Ф. Мирчинка в 1932 году. В основе этой схемы лежит проведение нижней границы четвертичной системы под бакинскими морскими отложениями и их континентальными аналогами, а также четырехчленное деление этой системы ($Q_1—Q_{IV}$) с границей среднего плейстоцена—под лихвинскими межледниковыми осадками, а верхнего плейстоцена—под микулинскими межледниковыми отложениями. С использованием схемы 1932 года изданы многочисленные геологические карты четвертичных отложений, общие и по отдельным листам и регионам. Желательно и в новой схеме сохранить, в порядке преемственности, основные подразделения схемы 1932 года.

Некоторые стратиграфические термины старой схемы, не соответствующие рангам схем доантропогенных периодов, можно заменить новыми названиями, например: отдел—раздел; горизонт—звено; свита—скиба и др.

В антропогенной системе, впредь до окончательного решения вопроса о ее нижней границе, можно выделять три основных подразделения (отделения): **плио-плейстоцен; плейстоцен; голоцен**. Вместо нерационального термина «эоплейстоцен», противопоставляемого плейстоцену, лучше применять **временное** название «плио-плейстоцен».

В качестве **разделов** (отделов) антропогенной системы, в объеме схемы 1932 года, следует выделять нижеантропогенный— A_1 , среднеантропогенный— A_2 , вышеантропогенный— A_3 , современный— A_4 .

Разделы антропогенной системы расчленяются на звенья (горизонты), ледниковые и межледниковые, с названиями стратотипов и местных субстратотипов.

Наименование **горизонт**, как основную стратиграфическую единицу геологического картирования, следовало бы сохранить и в стратиграфической схеме антропогенных отложений, хотя оно совпадает с термином доантропогенных систем, отличающимся по объему. Распределение звеньев (горизонтов) по разделам необходимо оставить применительно к стратиграфической схеме 1932 года. Звенья (горизон-

ты) расчленяются на **стадиальные** и **интерстадиальные скибы** (свиты).
 В качестве более мелких стратиграфических единиц выделяются **пачки, пакеты, слои**.

Таблица 1
 Возможный вариант стратиграфической схемы антропогенных отложений Восточно-Европейской равнины

Отделения	Разделы	Звенья (горизонты)		Стадиальные и интерстадиальные скибы (свиты)
		Ледниковые	Межледниковые	
Голоцен	Современный А ₄		Современное А ₄	
Плейстоцен	Верхнеантропогенный А ₃	Валдайское gl А ₃ ^{2V}		Верхневалдайская А ₃ ^{2V₃}
				Средневалдайская А ₃ ^{2V₂}
			Микулинское А ₃ ^{1mk}	Нижневалдайская А ₃ ^{2V₁}
	Среднеантропогенный А ₂	Сожское gl А ₂ ^{sz}		Московская А ₂ ^{2ms}
			Рославльское А ₂ ^{rs}	Одинцовская А ₂ ^{2od}
		Днепровское gl А ₂ ^{2dn}		
			Лихвинское А ₂ ^{lh}	
	Нижнеантропогенный А ₁	Верхнеберезинское (окское) gl А ₁ ^{ok(Br₂)}		Венедское А ₁ ^{vn}
		Нижнеберезинское gl А ₁ ^{B-1}		
			Брестское (вильнюское) (?) предледниковье А ₁ ^{B(ve)}	

Для территории Восточно-Европейской равнины можно предложить на рассмотрение следующую стратиграфическую схему антропогенных отложений (таблица 1).

Методы стратиграфического расчленения антропогенной системы определяются специфическими особенностями этой системы. Исходя из того, что главным событием антропогена было появление и становление Человека как социального существа, превратившегося в решающий геологический фактор и создавшего ноосферу, сферу разума и культуры, следовало бы в основу изучения стратиграфии антропогенной системы положить применение **палеоантропологических** и **археологических** методов. Лишь недостаточная разработанность этих методов ограничивает их основополагающее применение.

Второй особенностью антропогена явилось развитие равнинных оледенений, чередование ледниковий и межледниковий, сопровождаемых возникновением своеобразных отложений и рельефа. Именно эти особенности послужили причиной выделения в начале XIX столетия четвертичной или ледниковой системы. Поэтому широкое применение **литогенетических** и **геоморфологических** методов, в их неразрывном сочетании, составляет характерную особенность всех разработок антропогенной стратиграфии.

За последние десятилетия советскими и зарубежными исследователями антропогена достигнуты большие успехи в применении и совершенствовании минералогического, петрографического, геохимического, геофизического, палеомагнитного, люминесцентного и других методов изучения антропогенных осадков.

Но в литогенетических исследованиях антропогенных отложений имеются свои особенности, сводящиеся в основном к выявлению тех характерных антропогенных пород, которые обусловлены принадлежностью их к определенным генетическим типам, фациям, формациям, к тем или иным типам и формам рельефа, к климато-географическим зонам.

Проследить обусловленность физических и физико-механических свойств и особенностей антропогенных пород их генетической, фациальной, формационной, климато-зональной и геоморфологической принадлежностью легче всего на объектах антропогена, на которых эта обусловленность наиболее ярко выражена.

Для целей стратиграфического расчленения антропогенных осадков исключительно важно как знание генетической и возрастной обусловленности свойств и особенностей антропогенных осадков, так и познание хорологических и хронологических соотношений основных антропогенных формаций—ледниковой, перигляциальной, лёссовой, морской, мариногляциальной, аллювиальной, почвенной и др.

Не менее важно для тех же целей познание соотношений антропогенных формаций и рельефа, **комплексное применение литогенетических, геоморфологических и палеогеоморфологических методов**. Особое значение для стратиграфических исследований антропогенной системы приобретает комплексное использование названных методов при изучении **краевых образований равнинных оледенений** и закономерностей формирования **рельефа постели антропогенных отложений**, в частности **погребенных речных долин (палеопотамологический метод)**, **ложбин ледникового выпавивания и размыва**.

Третьей особенностью антропогенной системы является ее кратковременность (около 700 тысяч лет) и незавершенность, чем определяются неглубокие эволюционные изменения в органическом мире, ограниченные возможности применения биостратиграфических методов при разработке антропогенной стратиграфии.

Несмотря на незначительную глубину эволюционных изменений в органическом мире антропогена, резкие колебания климата и всех палеогеографических условий, частые чередования ледниковий и межледниковий, перемещения климатических зон, вмешательство человека в изменение природы вызвали в органическом мире антропогена значительные и своеобразные **изменения миграционного характера.**

Познание этих изменений, в значительной мере зависящих от местных географических условий, накладывает на все методы антропогеновой палеозоологии и палеоботаники сильнейший отпечаток. Методы остеологического, конхилиологического, остракодового, микрофаунистического, палинологического, палеокарпологического, диатомового и других анализов должны стать при изучении антропогеновых пород необычайно тонкими, тщательными, детальными, массовыми, теснейшим образом связанными друг с другом, комплексными как при отборе образцов на исследования, так и при их анализе и при истолковании результатов изучения.

Палеонтологические исследования антропогеновых отложений должны производиться на микростратификационной основе, на выделении фаций и микрофаций, дробных пачек, пакетов, слоев и микрослоев, тафо- и тафобиоценозов, геобиоценозов в конечном результате.

При интерпретации результатов комплексных палеонтологических исследований антропогеновых осадков должно строго учитываться тафономические условия, с объективным выделением переотложенных элементов, с максимально возможным переходом от состава тафоценозов к определению подлинных компонентов биоценозов.

В истолковании итоговых результатов палеонтологических, палеоантропологических и археологических исследований необходимо восстанавливать очаги и пути миграции растений, животных и человека, в их палеогеографической и взаимной обусловленности.

Итак, кратко рассмотрев основные принципы и методы стратиграфического расчленения антропогеновой системы, нельзя не признать их большой специфичности, обусловленной особенностями самого антропогенового периода. Многообразие общих и местных палеогеографических факторов и условий, определяющих историю Земли и Человека в последние 700 тысяч лет, настоятельно требуют широкой постановки во всех странах мира исследований по корреляции антропогеновых отложений. Эти корреляционные работы представляют первостепенную задачу и советских исследователей антропогена.

Корреляция антропогеновых осадков может успешно проводиться в отдельных странах и во всем мире только при посредстве геологических съемок, специальных экспедиционных и лабораторных работ и опорного бурения. Большую помощь при этом окажет применение метода цепной литологогенетической увязки разрезов. Интенсивная разработка местных и общих стратиграфических схем антропогеновых отложений неразрывно связана с корреляционными исследованиями, проведение которых составляет проблему № 1 исследователей антропогена СССР и всего мира.

Я. Я. РОГИНСКИЙ

ПРОБЛЕМЫ АНТРОПОГЕНЕЗА

Среди различных проблем происхождения и эволюции человека естественно остановиться на тех, которые преимущественно связаны с палеонтологией приматов и гоминид четвертичного периода. Успехи в этой области резко возросли за последние годы в результате блестящих открытий в Восточной Экваториальной Африке, а также вследствие применения методов определения абсолютного возраста как костных остатков, так и одновременных им изделий; значительную помощь оказывают также очень тонкие и многочисленные методы изучения зубной системы, разработанные отечественными и зарубежными антропологами и объединенные недавно в особую дисциплину—антропологическую одонтологию.

Пожалуй, наиболее оживленные дискуссии ведутся по вопросу о древности человека. Очевидно, что его разрешение зависит от того, какое содержание вкладывается в понятие **человек**. Подавляющее большинство антропологов и биологов мира считает, что в семейство гоминид следует включить всех австралопитековых. Такого взгляда придерживаются среди зарубежных ученых Майр, Уошборн и Петерсон, Хеберер, Кларк Хоуэлл, Кенигсвальд, Робинсон, Тома, У Жу-кан, Симпсон, Лики и многие другие. Среди отечественных ученых—в последние годы жизни Гремяцкий, затем Иванова, Урысон, Хрисанфова, Воронцов, Массон, Фабри и др. Есть точка зрения о причастности австралопитеков к антропоморфным обезьянам (понгидам).

Аргументы в пользу включения австралопитеков в семейство гоминид разнообразны. Урысон считает, что таксономическое понятие «гоминиды» включает весь филетический ряд, начиная, может быть, от египтопитека (*Aegyptopithecus zeuxis*) из олигоценовых отложений в египетском Файюме. По величине тела он был близок к небольшому гиббону. Далее следует, по Урысону, пенджабский рамапитек Индии и несколько более древний и очень сходный с ним кениапитек из Восточной Африки, датируемый примерно 15 млн. лет. Поворотным пунктом, от которого следует вести гоминид, нужно считать, согласно изложенной точке зрения, появление двуногой походки и выпрямленного положения тела. Морфологически, на примере австралопитековых, обосновала этот взгляд Хрисанфова, которая отметила, что эволюция кисти и стопы совершалась разными темпами. Человеческий тип стопы (как и таза) существовал уже у олдовайских гоминид, между тем как гоминидная структура кисти, по всей вероятности, сформировалась гораздо позднее, на стадии неандертальца. Воронцов полагает, что процесс антропогенеза не мог произойти в течение одного четвертичного периода, указывая, что освоение открытых ландшафтов и, в частности, саванн многими группами млекопитающих началось еще в миоцене. При этом весьма инте-

ресно, что в самых разных отрядах млекопитающих под влиянием среды возникли такие явления, как жизнь в сообществах, звуковая сигнализация, дневной образ жизни, усвоение выпрямленной позы, разделение «труда», иерархическая структура стада. Воронцов полагает, что весь этот, столь важный для человека, комплекс изменений также начался, по крайней мере, с конца миоцена.

Археолог Массон обращает внимание на то, что находки последних лет заставляют думать, что многие достижения культуры, такие, например, как плавка металлов и одомашнивание копытных, были намного древнее, чем полагали ранее. Палеоантропы уже сооружали неплохие жилища. Если хабилисы (*Homo habilis*) Восточной Африки выделывали орудия и кругообразная выкладка камнем была их примитивным жильем, то хабилисы—люди.

Зоопсихолог Фабри считает, что австралопитеки были людьми, потому что животные никогда не выделывают орудий с помощью других орудий.

Противники этой точки зрения (Якимов, Зубов) обращали внимание на то, что мозг австралопитековых был по абсолютным размерам немногим больше, чем у горилл, а по отношению к жевательному аппарату очень мал; слепки полости черепа (эндокраны) по своей форме почти не отличались от слепков у высших обезьян. Кроме того, орудия австралопитековых не имели устойчивой формы. По этим свойствам они резко отличались от архантропов (т. е. питекантропов и синантропов), которых и следует по-прежнему считать древнейшими гоминидами.

Острота этого спора усугубляется тем, что, как полагают многие, он далеко выходит за рамки систематики и входит в область философской проблемы о грани между животным и человеком. Нет сомнения в том, что обе стороны рассматриваемого вопроса касаются друг друга, однако, как на это правильно указывал М. И. Урысон, они никоим образом не совпадают. Для пояснения напомним, что в системе млекопитающих шимпанзе и волк относятся к разным отрядам, причем шимпанзе отличаются от человека в масштабе только семейства, т. е. входят в семейство понгид. С философской же точки зрения, шимпанзе и волк, как и все отряды млекопитающих, гораздо ближе друг к другу, чем к человеку, т. е. вся их деятельность входит в сферу биологических закономерностей, в отличие от человека, социальная жизнь которого входит в качественно иную область новых, общественных закономерностей, т. е. относится к высшей форме движения материи.

В XVIII и начале XIX столетия было принято смешивать эти два критерия, и человека выделяли в особое царство природы, наряду с царствами животных и растений (Бонне, Добантон, Вик д'Азир, Жоффруа Сент-Илер и др.). Смелый шаг был сделан Линнеем, который включил человека в качестве рода *Ното* в отряд приматов. Ламарк отнес человека к особому отряду двуруких, *Оуэн*—к подклассу (архэнцефалы).

Одним из возможных решений проблемы места австралопитековых в эволюции человека можно считать следующее. Австралопитеки входят в семейство гоминид, но являются не людьми, а животными.

За помещение их в семейство гоминид говорит их бесспорно большая морфологическая близость к человеку, чем к понгидам, по строению стопы, кисти, таза, зубов и, очевидно, по способу локомоции, а также по систематическому использованию и выделыванию орудий, хотя бы и чрезвычайно грубых.

Однако имеется больше оснований считать их животными, чем людьми, по следующим соображениям. Прежде всего здесь имеют полную силу соображения Якимова и Зубова, о которых шла речь выше.

Чтобы составить себе представление о том, насколько далеки от человеческих соотношения лицевого и церебрального отдела черепа, приведу несколько цифр.

При помощи погружения в воду и измерения объема вытесненной воды нижней челюстью парантропа, мы получили примерно величину 210 см³. Учитывая, что у этого объекта отсутствовала правая восходящая ветвь, объем в действительности был еще больше. У современного человека объем целой нижней челюсти около 43 см³. Если теперь принять для емкости мозговой полости у парантропа величину 600 см³, то объем нижней челюсти составит у него около 37% объема мозга. У современного же человека эта величина равна только 3%. Разница огромна, и по этому соотношению парантроп — животное, а не человек.

При бесспорно человеческой форме таза австралопитековых, все-таки он отличается от современного не только своими малыми размерами, но, по-видимому, и некоторыми пропорциями. Так, у плезиантропа меньше глубина седалищной вырезки, значительно больше относительная величина седалищно-лобкового индекса. Работы Кэмпбелла и Окснарда показали наличие в плечевом поясе австралопитековых некоторых «брахиаторных» особенностей, отсутствующих у современных людей.

Выше говорилось, что форма эндокранов австралопитека, парантропа, плезиантропа и хабилиса резко отличалась от эндокранов питекантропа и синантропа. Особого внимания заслуживает полное отсутствие на эндокранах австралопитековых того «вздутия», которое соответствует 37 полю коры мозга (по Бродману), имеющему прямое отношение к развитию речевой способности. Это вздутие есть у питекантропа и синантропа.

Следует также учесть чрезвычайную стабильность техники выделки галечных орудий на протяжении около полутора миллионов лет. Отсутствие сколько-нибудь заметных признаков развития олдувейской культуры за такой геологический срок вряд ли характерно для человеческого сознания. Можно предположительно говорить о гораздо меньшем географическом ареале австралопитековых, чем архантропов, которые занимали огромные пространства на трех континентах от Атлантики до Тихого океана, от северо-запада Европы до тропической Африки. Ведь ареал архантропов мало отличался от ареала прямых предшественников *Homo sapiens*'а. Далее интересно было бы обсудить вопрос о значении большого разнообразия форм австралопитековых. Теперь общеизвестно, что и в Южной, и в Восточной Африке отчетливо выделяются более мощные и более грациальные их формы. Робинсон предложил считать их двумя разными родами: мощного он назвал *Paranthropus* с двумя видами *robustus* и *crassus*; грациального — *Australopithecus* с одним видом *africanus*. В дальнейшем появились схемы, по которым мощный и грациальный составляли не два рода, а два вида. Возникло предположение, не принадлежали ли костные остатки «мощного» особям мужского пола, а «грациального» — женского. Этот вопрос оживленно обсуждается в настоящее время.

Общеизвестно, что примерно одновременно существовали зинджантроп и хабилис, которых некоторые причисляют к разным родам. Чтобы дать некоторое представление о масштабах расхождения в размерах внутри африканских находок, приведу несколько цифр.

Верхняя высота лица у австралопитека мощного равна 86 мм, а у зинджантропа 114 мм. Разница равна 28 мм. Обычную (стандартную) величину среднего квадратического отклонения (равную примерно 4,1 мм) эта разница превосходит почти в семь раз. Вероятность того, что сравниваемые формы могли принадлежать к одной популяции, практически

равна нулю. Если сопоставить длину носа у «чадантропа», равную 51 мм, и у зинджантропа—73 мм, то разница 22 мм превышает стандартное отклонение почти в 7,7 раза. Длина неба у зинджантропа 84 мм, а у австралопитека африканского (средняя арифметическая из 5 взрослых черепов из Стеркфонтейна и Маканангата) 64,6. Разница 19,4 мм, превышающая среднюю ошибку примерно в 16 раз. Эта огромная пестрота в основном на пространстве южной половины африканского материка более естественно ассоциирует с животным миром, чем с человеком, даже с архаическим.

Вопрос о кольцевом сооружении из камней у хабилиса, конечно, не простой. Но вряд ли нужно считать его неопровержимым доказательством того, что существо, которое выполнило это сооружение, было человеком. Насколько мне известно, кольцевую ограду из камней на отлогих скалах делает кайра (*Ugia*) из чистиковых птиц, чем предохраняет яйцо от скатывания вниз. Разумеется, это обстоятельство никоим образом не позволяет отождествлять высшую нервную деятельность австралопитековых и кайры.

Некоторые из приведенных соображений не могут еще считаться вполне надежными. С одной стороны, не исключено, что мегантроп с о-ва Явы был азиатским вариантом парантропа, хотя его предкоренные зубы гораздо меньше, чем у парантропов. С другой стороны, если следовать Саймонсу и Пильбиму и резко сократить число родов в подсемействе дриопитековых, сведя их к видам, то ареалы родов окажутся раскинуты на очень большом пространстве. Тогда величина ареала потеряет свое право быть одним из разграничительных признаков, разделяющих человека и высших обезьян.

Перейдем к проблеме происхождения человека современного типа.

В литературе последних двух-трех десятилетий делались попытки либо вести родословную неантропов от очень сходных с ними предков, едва ли не с нижнего плейстоцена, либо прямо от архантропов, минуя стадию палеантропов.

Однако известно, что никаких сходных с *Homo sapiens* находок в нижнем или начале среднего плейстоцена не обнаружено. Лантианская черепная крышка в Китае несколько более древняя, чем синантроп, обладала огромным надглазничным валиком, толщина которого была почти вдвое больше, чем у питекантропов (I и II) с острова Ява. Наружная ширина по краям орбит равна 151 мм, а самая большая цифра для синантропа была 119 мм. Исключительно резко выраженной архаичностью обладал и шельский питекантроп из Олдуея гюнцминдельского возраста.

Важная находка значительно более позднего времени, имеющая возраст около 200000 лет, была сделана в начале 70-х годов на юге Франции Анри де Люмлеем в гроте Кон де л'Араго в пещере Тотавель в 30 км от Перпиньяна. Особенно интересен череп молодого мужчины, характеризовавшийся огромным надглазничным валиком, весьма большим прогнатизмом, чрезвычайно покатым лбом, плоским сводом, сильным заглазничным сужением, очень крупными зубами, отсутствием клыковой ямки, отсутствием подбородка. Индустрия из кварца, а не из кремня, отнесена к древнему тайаку. На эндокране отмечены некоторые прогрессивные черты. Однако не может быть и речи в целом о его сходстве с *Homo sapiens*. Это скорее связующее звено между питекантропом и неандертальцем. Находка из Тотавеля дополняет собой более поздние находки (Вюрм I), правда, очень скудные, из гротов Ригаб, Маска и Веррери де Макасарг, которые супруги Люмлей характеризуют как «вполне неандертальские».

В общем можно сказать, что новейшие находки не опровергли сложившиеся представления о стадийном развитии человечества от архантропов через палеоантропов к современному типу людей. Нет основания выбрасывать из этого ряда стадию палеоантропов, которые в целом занимают (по совокупности признаков) примерно промежуточное положение между архантропами и людьми современного вида. Заслуживает упоминания вывод, сделанный А. А. Зубовым в результате его тщательных одонтологических исследований. Моляры неандертальцев по большинству признаков строения, а также по абсолютным размерам, как заключает А. А. Зубов, могут быть поставлены между синантропом и современными людьми.

Это не означает, что все неандертальцы превратились в сапиенсов. Существовали тупиковые формы, которые отмерли. Для иллюстрации приведу чрезвычайно резкий разрыв в морфологии ранних (мезолитических) неантропов из Северной Африки, в Афалу бу Руммель, с одной стороны, и палеоантропов также из Северной Африки в Джебель Ирхуд—с другой. Разница между ними по пяти индексам равна примерно 63 единицам. А разница между теми же черепами из Афалу и палестинским черепом Схул V равна только 18 единицам. Вряд ли можно отрицать возможность каких-то миграций в позднем плейстоцене. Хорошо известно, что дискуссия между сторонниками полицентризма и широкого моноцентризма еще далека от завершения.

И. К. ИВАНОВА

СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОЛОГИЯ ПАЛЕОЛИТА ЮГА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

Четвертичные отложения представлены наиболее полно в южной половине Европейской части СССР—ее экстрагляциальной области. Отмечается известная зависимость между характером четвертичных отложений и новейшими тектоническими движениями. Самые мощные и сложные разрезы приурочены к областям опусканий. В областях молодых поднятий четвертичные отложения достигают наибольшей мощности на склонах речных долин и у подножий гор. На водораздельных пространствах и в тектонически стабильных районах разрезы обычно сильно редуцированы.

Древнейшие четвертичные отложения юга СССР (эоплейстоцен, по принимаемой терминологии) развиты преимущественно в морских и пресноводных фациях.

Морские отложения эоплейстоцена (апшеронские—в области Каспия, гурийские—в Причерноморье) достигают значительной мощности. В областях прогибов (например, на юго-востоке Кавказа) апшеронские слои имеют особую мощность, достигающую до 2-х км (Милановский, Ханин, 1963). Они коррелируются с верхним виллафранком Европы. Возможно, что верхний апшерон относится уже к после-виллафранкскому времени («эпиви́ллафранку?»), отвечающему гюнцу в Европейской терминологии*. Эоплейстоцен занимает отрезок времени от 1,8—2-х до 0,7 млн. лет.

Морские осадки эоплейстоцена хорошо увязываются с речными отложениями, часто содержащими обильные остатки млекопитающих (одесский фаунистический комплекс).

Субаэральные отложения этого времени в областях поднимающихся горных сооружений представлены щебнистыми образованиями склонов. Иногда (Кавказ) такие образования достигают громадной мощности. Наиболее же широко развиты пестроцветные и красноцветные глины, часто имеющие следы глубокого выветривания. Интенсивно красная окраска характерна для ископаемых почв эоплейстоцена, развитых на речных и озерных осадках.

Никаких следов деятельности приматов в эоплейстоценовых отложениях Юга СССР не отмечается.

Более молодые (нижнеплейстоценовые, по принимаемой терминологии) отложения, соответствующие гюнц-минделю и минделю Западной Европы, также представлены водными осадками и, в меньшей мере, субаэральными образованиями.

* «Альпийская» терминология применяется условно. Имеется в виду только последовательность отложений во времени.

Среди морских отложений выделяются чаудинские слои на Черном море и бакинские—на Каспийском, отвечающие минделю Европы (в широком понимании термина). Речные осадки этого времени содержат остатки млекопитающих, образующих два комплекса: таманский (стратотип на Таманском полуострове), коррелируемый с гюнц-минделем, и тираспольский (разрез на нижнем Днестре у г. Тирасполь), сопоставляемый с миндельским временем.

Нижний плейстоцен занимает время от 0,7 примерно до 0,35 млн. лет.

Имеются указания на нахождение в речных слоях таманского комплекса (карьер Цибал у ст. Сенной на Таманском полуострове) двух примитивных отщепов и искусственно расколотых костей животных (Формозов, 1965). Однако связь найденных предметов с деятельностью человека принимается далеко не всеми исследователями и вызывает серьезные сомнения (Любин, 1968). Имеются и другие упоминания о находках древнейших каменных «изделий» на территории юга СССР, но они представляются еще более сомнительными.

Каменные изделия, встреченные на Северном Кавказе (бассейн Кубани), в Закавказье (Сатани-дар в Армении), на Среднем Днестре (Лука Врублевская), датируемые многими археологами шеллем* или аббевилем (теоретически отвечающем миндельскому времени), обнаружены только во вторичном залегании.

Для последующего этапа, синхронного миндель-риссу и риссу (средний плейстоцен, по принимаемой терминологии), отмечается более широкое распространение субазральных образований и отложение (рисское время) типичных лёссов.

Среди морских осадков выделяются широко распространенные по берегам Черного моря древнеэвксинские слои, отвечающие миндель-рисскому времени. Рисский этап был, по-видимому, регрессивным. В Каспийском бассейне древнему эвксину соответствуют нижнехазарские отложения.

Имеется предположение о связи с этим временем остатков ашельских и эквивалентных им домостыерских культур, развитых на юге Русской равнины, в предгорьях Кавказа и в Закавказье. Однако находки их связаны в основном со склонами речных долин, современными руслами рек или поверхностями высоких террас. Они не датируются геологически. Лишь в Закавказье известны пещерные ашельские стоянки с сохранившимися культурными слоями и сопутствующей фауной млекопитающих. Как будто бы намечается связь некоторых из них с миндель-рисским временем. Такие указания имеются, например, для Азыхской пещеры в Азербайджане, изучаемой М. М. Гусейновым и Д. В. Гаджиевым, где на глубине 7 м вместе с ашельскими изделиями найдена нижняя челюсть ископаемого гоминида. Однако эта датировка требует подтверждения.

Недавно поставлен вопрос о рисском возрасте ашельского горизонта пещерной стоянки Кударо III в Юго-Осетии, где пыльцевой анализ дал указание на прохладный климат (Любин, Левковская, 1972). С рисским временем предположительно связываются некоторые молдавские стоянки, содержащие остатки кремневой индустрии, относимой Н. А. Кетрару к тайяку, например, нижний слой в пещере Старые Дуруиторы на р. Чугур (Кетрару, 1973). Убедительных доказательств последней датировки пока не имеется.

* Термин **шелль** выходит из употребления, т. к. находки каменных изделий в Ашеле оказались стратиграфически более древними, чем находки в окрестностях Шелля.

Наиболее хорошо стратифицированными являются отложения верхнего плейстоцена, включающие ресс-вюрмское и вюрмское время.

В Причерноморской области широко развиты осадки т. н. карангатской морской трансгрессии, более древний уровень которой сопоставляется с ресс-вюрмским (земским, микулинским) временем и поздней тирренской трансгрессией Средиземного моря. С отложениями этой трансгрессии увязывается аллювий некоторых речных террас (например II террасы р. Днестра, III террасы бассейна Кубани). На территории Русской равнины, покрытой в это время в значительной степени широколиственными лесами, маркирующей является мощная ископаемая почва дерново-подзолистая, заменяющаяся южнее серыми лесными, затем черноземными, бурыми и каштановыми почвами. Вюрмское (валдайское) время характеризуется широким развитием процессов образования суглинков, часто имеющих лёссовидный облик. Процесс этот в связи с внутривюрмскими климатическими колебаниями нарушался и происходило образование ископаемых почв—преимущественно степного ряда. Необходимо подчеркнуть, что наиболее полные разрезы вюрмских лёссов связаны с пологими склонами речных долин. На водораздельных пространствах они обычно представлены в сокращенном виде. Вюрмские лёссовые разрезы внеледниковой области СССР хорошо коррелируются с разрезами других стран Средней Европы: Румынии, Чехословакии, Австрии, ГДР, отчасти Польши (Иванова, 1966). Образование лёссовидных пород продолжалось до голоцена.

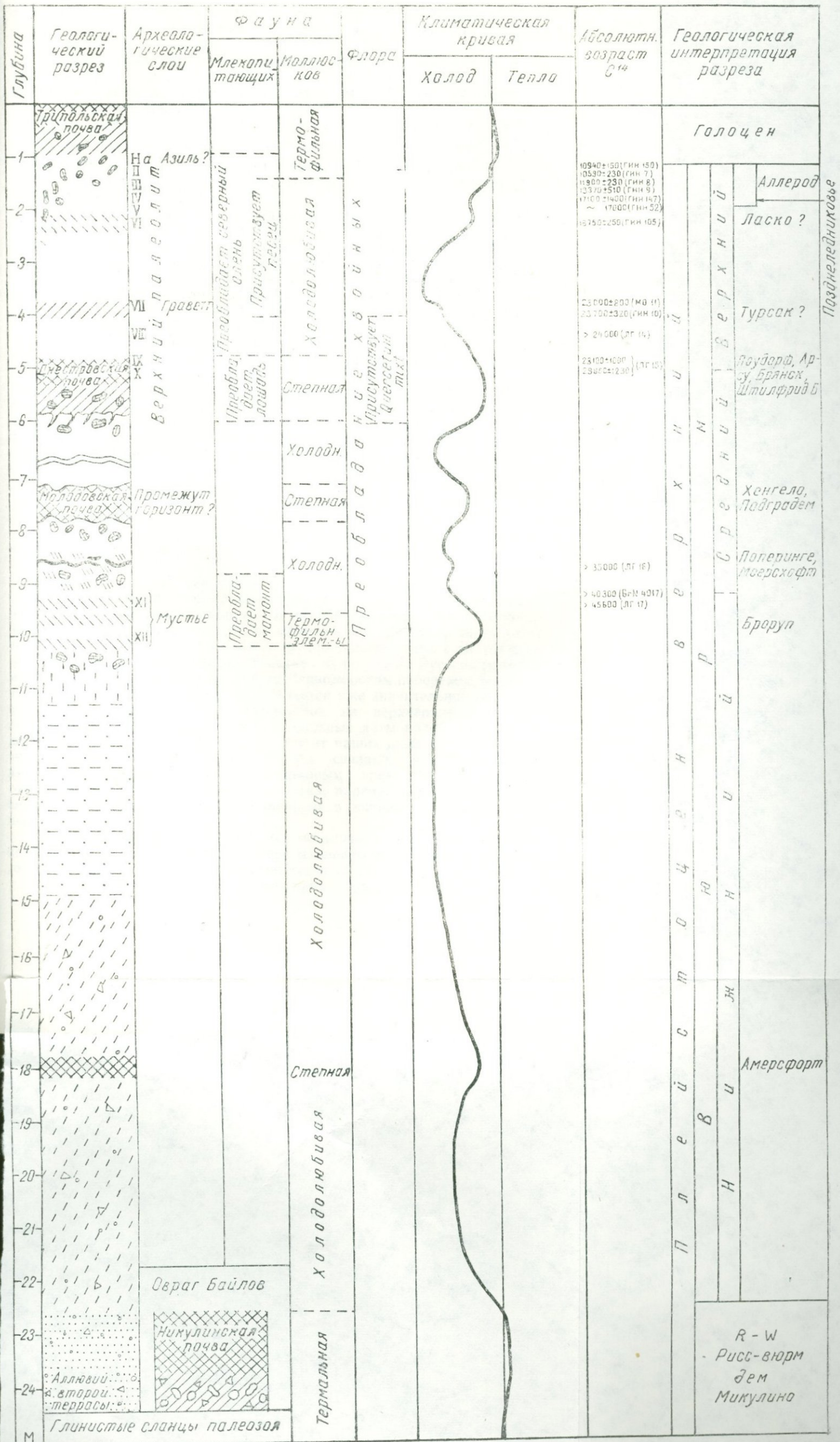
С верхнеплейстоценовыми отложениями связано большое число стоянок среднего и верхнего палеолита.

Мустьерские стоянки юга СССР встречены в разных условиях: в пещерах, в толщах лёссовидных суглинков склонов, в покровах высоких террас и, реже, в речном аллювии. Некоторые из этих стоянок имеют четкое стратиграфическое положение, позволяющее связывать их с концом ресс-вюрмского или первой половиной вюрмского времени.

Ресс-вюрмскую датировку имеет находка мустьерского остроконечника в Крыму у пос. Новый Свет, близ г. Судака. Остроконечник залегал в верхней части песчанистых образований карангатской морской террасы (Гвоздовер, Невеский, 1960). С карангатом же В. М. Муратов (Величко, Иванова, Муратов, 1969) сопоставляет краснобурые суглинки, развитые среди пещерных отложений и содержащие мустьерскую индустрию (Монашеская пещера и Губский навес I на Северном Кавказе). Возможно, что к концу ресс-вюрма относится стоянка Хотылево на Десне в Брянской области. Обильные мустьерские изделия встречены там вместе с теплолюбивой фауной пресноводных моллюсков в базальном горизонте 20-метровой речной террасы. А также находки в гроте Выхватинцы на Днестре, ниже Рыбницы (Иванова, 1969).

Ряд мустьерских палеолитических стоянок и местонахождений хорошо увязывается с начальными фазами вюрма. Это, прежде всего, лёссовые стоянки Молодова I и V на Среднем Днестре, расположенные над аллювием II террасы этой реки. Об их детальной стратиграфии речь будет идти ниже.

В суглинках, залегающих над речными отложениями террасы того же порядка, находится известная Ильская стоянка в бассейне р. Кубани (Предкавказье). Близкие условия имеет мустьерская стоянка Сухая Мечетка близ Волгограда в долине Волги. На юге, в районе Сухуми на побережье Черного моря мустье обнаружено над карангатскими морскими осадками (Бердзенишвили, 1960). Для многих мустьерских поселений (Молодова I, Касперовцы на р. Серет, Хотылево, Сухая Мечетка близ Волгограда и др.) отмечается определенная закономерность: они находились в свое время низко, у самой воды, на небольших



Стратотипический разрез многослойной стоянки Молодова V на правом берегу Среднего Днестра.

участках, прислоненных к крутому склону коренных отложений (в отличие от верхнепалеолитических поселений, часто располагавшихся на высоких мысах).

Типологически выделяется несколько вариантов мустьерской культуры (зубчатое мустье, мустье-леваллуа, пластинчатое мустье и т. д.). Их взаимоотношение во времени и культурные связи еще недостаточно ясны (Гвоздовер, Иванова, 1969).

Вюрмский возраст мустьерских слоев подтверждается полученными за последнее время радиоуглеродными датировками: 44150 ± 1850^{2400} (GrN—6079)—для мустье пещеры Кударо I (слой 3а); 35680 ± 480 лет (GrN—6031)—позднее мустье Воронцовской пещеры на Черноморском побережье Кавказа (слой 3).

На некоторых стоянках отмечаются следы перехода от среднего палеолита к верхнему, т. е. наряду с мустьерскими формами появляются изделия верхнепалеолитического облика. Такое положение зафиксировано на стоянке Молодова V (ископаемая почва между культурными слоями X и XI), на Черноморском побережье Кавказа (Ахштырская пещера на р. Мзымте, слой 3а) в Прикубанье (Каменноостская пещера), в Закавказье (пещеры Сагварджиле, Хергулис-Клде, Джручула).

Следов ранней поры верхнего палеолита на Европейской территории СССР очень немного и они обнаружены только в южных районах. Это предположительно связывается с ухудшением климата и резким усилением его континентальности в предпаудорфское время (Гричук, 1965). Расцвет верхнепалеолитической культуры связан в СССР, по видимому, с паудорфским или брянским временем, а также началом последующего похолодания (т. н. вюрм III). На Русской равнине выделяется несколько крупных областей развития верхнего палеолита: на Средней Десне, на Дону, на Волыни, в Приднестровье и ряд других меньшего масштаба. Из них особенно богат и обширен Приднестровский район (Черныш, 1973).

В Крыму и на Кавказе отмечено некоторое сокращение количества стоянок верхнего палеолита по сравнению с мустьерскими.

Характерными местами поселений верхнепалеолитических людей являются мысы по берегам рек близ впадения их притоков, на т. н. «стрелке».

В течение долгого времени в СССР принималась старая французская схема археологической классификации верхнего палеолита—деление на орньяк, солютре и мадлен. В настоящее время здесь установлено наличие местных вариантов палеолитических культур, часто отличающихся большим своеобразием и трудно сопоставимых с зарубежными (костенковская, стрелецкая, мезинская культуры на Русской равнине, молодовская на Днестре, зубчатая на Черноморском побережье Кавказа, имеретинская в Закавказье и др.). Имеется уже значительное количество радиоуглеродных дат для материалов из верхнепалеолитических стоянок Европейской части СССР. Надежные даты колеблются в пределах от 28—29 тыс. до 10—11 тыс. лет от наших дней. Очень большое число верхнепалеолитических поселений связано, как показывают имеющиеся датировки, с позднеледниковым временем. На грани с голоценом, около 10 тыс. лет тому назад, палеолитические памятники сменяются мезолитом, распространенным в южных районах очень широко.

В заключение нам хотелось бы остановиться на двух вопросах, которые могут быть в известной мере освещены в результате изучения геологии палеолита юга Европейской части СССР.

Первый вопрос касается стратиграфии вюрма в целом.

Второй вопрос—времени перехода от среднего палеолита к верхнему.

Стратиграфия вюрмского времени является сложной и понимается разными исследователями не однозначно. Почти единодушно признается т. н. ранний вюрм, т. е. первый холодный климатический сдвиг с двумя последующими относительно теплыми периодами (интерстадиалы амерсфорд и броруп). Возраст всего этого отрезка занимает время от 75—80* тыс. до 57—58 тыс. лет от наших дней.

Не вызывает особых разногласий стратиграфия послепрудорфского времени, т. е. отрезка от 24—25 тыс. лет до голоцена. Но стратиграфия средней части вюрма уже ряд лет вызывает споры. После дискредитации австрийского термина **готтвейг** для средневюрмского интерстадиала, в литературе появилось много данных (часто сопровождаемых радиоуглеродными определениями) о существовании в разных странах следов одного или двух интерстадиалов для этого отрезка времени. Интерстадиалам приданы новые названия (Папе, 1969, Musil, Valoch, 1966). Нет необходимости повторять их здесь, т. к. сводка этих материалов недавно сделана Арл. Леруа Гуран (Leroi—Gouhran, 1969). Наряду с такими данными существуют мнения об относительной стабильности климата (холодного) для всего среднего вюрма (Fink, 1962; Величко, 1965). Другие исследователи, работающие главным образом в ледниковых областях (Кинд, 1973; Kind, 1967; Раукас, Серебряный, Пуннинг, 1968) считают возможным объединить эти интерстадиалы вместе с прудорфом в один большой интерстадиал (или даже межледниковье) для времени от 50 до 24 тыс. лет (с небольшими пиками похолоданий в нем).

На палеолитической стоянке Молодова V в Среднем Приднестровье сохранился со всеми деталями уникальный разрез вюрмских отложений, позволяющий обсуждать рассматриваемый вопрос (рис.). Нижняя граница развитых здесь отложений лимитируется аллювием II террасы Днестра, имеющим рисс-вюрмский, микулинский возраст. Этим определяется вюрмский возраст всей вышележащей толщи. В нижней части покрывающих аллювий суглинистых отложений ископаемая почва, предположительно относимая к амерсфорду, была пройдена буровой скважиной на глубине в 18 метров. Далее, отделяясь значительной толщиной склоновых образований, выделяется несколько слабо развитых глеевых горизонтов, сопоставляемых с брорупом. Они содержат мустерские слои с возрастом (по C^{14}) древнее 44000 лет. Далее, между этими слоями и хорошо выраженной почвой возраста 28—29 тыс. лет (широко развитой на Днестре и названной нами днестровской), имеется два почвенных горизонта. Нижний (древнее 35000 лет) сохранился только в виде тонкого сажистого прослоя (след большого степного или лесного пожара), верхний выражен достаточно хорошо. На стоянке Молодова V он сильно смят солифлюкцией, на стоянке Молодова I резко нарушен мерзлотными клиньями. Таким образом, между этой почвой (которую мы предлагаем назвать молодовской) и днестровской, отвечающей штиллфриду В или «прудорфу» в его узком понимании, видны явные следы сильного похолодания. Палеонтологические материалы более глубоких слоев, располагающихся глубже молодовской почвы, также свидетельствуют о суровом климате.

Выводы таковы: стратиграфия среднего вюрма является достаточно

* Имеется в виду «абсолютный» возраст, базирующийся на радиоуглеродных определениях. Данные, полученные для морских осадков другими методами, сопоставляться с ними, как нам кажется, не могут.

сложной. Климат этого времени в целом не был межледниковым. Здесь имели место лишь климатические колебания интерстадиального характера. Вряд ли можно объединять их в один интерстадиал, т. к. потепления сменялись сильными волнами похолоданий.

Второй вопрос, который может обсуждаться на молодцовском разрезе—это время перехода от среднего палеолита к верхнему. Предполагается, что мустьерские слои связаны с отложениями брорупского времени. Верхний палеолит (не самая ранняя пора) заключен внутри днестровской ископаемой почвы, имеющей радиоуглеродный возраст 28—29 тыс. лет. В промежутке между ними, в толще мощностью до 4-х метров не сохранилось достаточно хорошо выраженных культурных слоев. Однако изделия как мустьерского, так и верхнепалеолитического облика встречены в небольшом количестве в молодцовской ископаемой почве, смятой солифлюкцией. Для этой почвы нет радиоуглеродных дат. Но по общему положению в разрезе она должна иметь возраст порядка 38—40 тыс. лет, т. е. соответствовать именно тому переходному времени, о котором писал и автор данного сообщения (Иванова, 1965) и многие другие исследователи.

ЛИТЕРАТУРА

- Бердзенишвили Н. З.* Новые данные о палеолите Абхазии. Труды Абхазск. ин-та языка, литературы и истории. 30, вып. 2, 1960.
- Величко А. А.* Проблемы хронологии лёссов Европы. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 4, М., 1965.
- Величко А. А., Иванова И. К., Муратов В. М.* Геологическая история Русской равнины, Крыма и Кавказа в плейстоцене и возраст палеолитических культур. В кн.: «Природа и развитие первобытного общества». «Наука», М., 1969.
- Гвоздочер М. Д. и Иванова И. К.* Палеолит средней и восточной Европы. В кн.: «Лесс-перегляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы». Изд. ИГ АН СССР, М., 1969.
- Гвоздочер М. Д. и Невеский Е. Н.* Открытие мустьерского остроконечника на южном берегу Крыма. Бюл. Ком. по изуч. четв. пер. № 26. Изд. АН СССР, М., 1961.
- Гричук В. П.* Палеогеография Северной Европы в верхнем плейстоцене. В кн.: «Последний ледниковый покров». «Наука», М., 1965.
- Иванова И. К.* Геологический возраст ископаемого человека. «Наука», М., 1965.
- Иванова И. К.* Стратиграфия верхнего плейстоцена центральной и восточной Европы по данным изучения лёссов. В кн.: «Верхний плейстоцен». «Наука», М., 1966.
- Иванова И. К.* Геологические условия нахождения палеолита на территории СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1969.
- Кетрару Н. А.* Памятники эпох палеолита и мезолита. Археол. карта Молд. ССР, вып. I, Изд. «Штинница», Кишинев, 1973.
- Кинд Н. В.* Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным. В кн.: «Стратиграфия, палеонтология», том 4. Итоги науки и техники. Изд. ВИНТИ, М., 1973.
- Любин В. П.* Основные проблемы нижнего палеолита СССР. Тезисы докл. по итогам полев. иссл., 1967, М., 1968.
- Любин В. П., Левковская Г. М.* Пещера Кударо III (Юго-Осетия). МИА СССР. 185, Палеолит и неолит СССР, VII, «Наука», Л., 1972.
- Милановский Е. Е. и Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР. Изд. МГУ, М., 1963.
- Папе Р.* Стратиграфия отложений верхнего плейстоцена Бельгии. Бюл. Ком. по изуч. четв. периода, № 36. «Наука», М., 1969.

- Раукас А. В., Серебряный Л. Р. и Пуннинг М. К.* Об абсолютном возрасте краевых зон и эволюции оледенения в СЗ части Русской равнины в позднем плейстоцене. Тезисы докл. совещ. по изуч. краевых образований материков оледенения. Смоленск, 1968.
- Формозов А. А.* Каменный век и энеолит Прикубанья. «Наука», М., 1965.
- Черныш А. П.* Палеолит и мезолит Приднестровья. (Карты и каталог местонахождений). «Наука», М., 1973.
- Fink J.* Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. *Mitteil. Geol. Ges.* 54, Vienne, 1962.
- Ivanova I. K.* Stratigraphie des dépôts quaternaires et géologie du Paléolithique au Sud de la partie européenne de l'URSS. *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde.* Paris, 1972.
- Kind N. V.* Radiocarbon Chronology in Siberia. The Bering Land. Bridge. Stanford Univ. Press, California, 1967.
- Leroi-Gourhan, Ar.* Denomination des oscillations würmiennes. *Bul. AFEQ*, 17, Paris, 1968.
- Musil R. und Valoch K.* Beitrag zur Gliederung des Würm in Mitteleuropa. *Eiszeitalter und Gegenwart.* Ohringen, 1966.

Г. С. ГАНЕШИН

НОВЫЕ ТЕНДЕНЦИИ В КАРТИРОВАНИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

За последние годы в развитии картирования четвертичных отложений достигнуты новые успехи.

Вышла в свет во втором издании Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000. Главный редактор Г. С. Ганешин (2,3). Находятся в издании Карта четвертичных отложений Европейской части СССР и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000 (Главный редактор И. И. Краснов) и Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000 (Главный редактор Г. С. Ганешин), Карта четвертичных отложений Казахстана масштаба 1 : 1 500 000 (Гл. редактор Н. Н. Костенко) и Карта генетических типов четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности (Главный редактор Е. В. Шандер).

По целому ряду регионов подготовлены к изданию карты четвертичных отложений масштаба 1 : 1 000 000, входящие в комплекс Госгеолкарты СССР этого же масштаба.

Большое число среднемасштабных карт издано и подготовлено к изданию для различных районов Русской равнины и Западно-Сибирской низменности.

В последние годы автор имел возможность ознакомиться с большим числом как советских, так и зарубежных карт и оценить состояние картирования четвертичных отложений в некоторых странах Европы и Северной Америки, главным образом в мелких масштабах.

В настоящее время в зависимости от методики изображения четвертичных отложений можно выделить четыре типа геологических карт.

Первым типом являются геологические карты, на которых четвертичные отложения показываются там, где они имеют значительную мощность и широкое распространение, что мешает установить строение до четвертичных образований. В этом случае четвертичные отложения изображаются в легенде общей геологической карты. Им присваивается один определенный цвет, изменением густоты которого отражается их стратиграфическая принадлежность, а системой штриховок — генезис отложений. По такому типу ведется среднемасштабное геологическое картирование во многих районах СССР. К этому же типу относятся Государственные геологические карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (первое издание).

Существенным недостатком таких карт является то, что на них четвертичные отложения показываются не для всей территории листа, где они развиты, а главным образом по долинам рек и в районах

плейстоценового оледенения, иногда и на водоразделах. На этих картах не изображаются элювий, коллювий, делювио-коллювий, солифлюкционные и другие типы склоновых образований. При составлении подобных карт очень трудно решить вопрос, по какому принципу должно вестись снятие четвертичного покрова. Как показала практика, руководствоваться при этом только мощностью покрова неправильно, т. к. мощность четвертичных отложений очень изменчива. Поэтому для правильного отражения естественных взаимоотношений четвертичных отложений с дочетвертичными приходится показывать площади развития покрова, существенно изменяющегося по мощности. В последние годы наметилась тенденция изображения четвертичных отложений на общей геологической карте только там, где неизвестно строение более древних образований. Эту тенденцию так же нельзя признать правильной.

Ко второму типу карт относятся те, при составлении которых четвертичные отложения в зависимости от генезиса и возраста показываются в многокрасочной легенде наравне с дочетвертичными образованиями. По этому принципу ведется составление среднемасштабных геологических карт северных районов ГДР (9). К такому же типу карт относятся крупномасштабные геологические карты Цюрихского кантона (14). В подобной легенде, по-видимому, предпочтительнее вести крупномасштабную геологическую съемку.

Третьим типом карт является Международная геологическая карта Европы масштаба 1 : 1 500 000 (21). Проблема совместного показа на геологической карте дочетвертичных и четвертичных образований находит на карте следующее решение. В том случае, если четвертичный покров не играет существенной роли в геологическом строении, цветом (сплошным цветным фоном) в общепринятой легенде изображаются дочетвертичные породы. Если же четвертичные отложения скрывают особенности строения дочетвертичных образований и имеют сложное строение, то в этом случае коренные породы показываются также цветом, но не сплошным фоном, а в виде полос с узкими белыми просветами, на которые наносятся цветные точечные или штриховые знаки, показывающие определенные генетические типы (ледниковые отложения — красный крап и т. д.). Голоценовые отложения по долинам рек и приморским равнинам показываются цветным фоном. Такой способ совместного показа дочетвертичных и четвертичных образований применен на геологической карте Европы только в платформенных областях. В горно-складчатых районах со сложным строением дочетвертичных пород четвертичные отложения указанным способом не показываются. Положительным в предлагаемой методике является возможность изображения на больших площадях четвертичного покрова даже в том случае, если последний имеет небольшую или изменчивую мощность.

Четвертый тип карт — это специальные карты четвертичных отложений, составляемые в стратиграфо-генетической или генетической легенде. В отличие от общей геологической карты, на этих картах цветные фоновые обозначения используются для отражения не возраста, а генезиса четвертичных отложений. История возникновения этого метода построения легенды и его развития с 1932 г. по настоящее время освещены в статье Г. С. Ганешина и И. И. Краснова (1) и поэтому нет необходимости возвращаться к этому вопросу. Следует лишь подчеркнуть, что этот метод наиболее последовательно используется со времени своего зарождения в СССР и что его развитие и совершенствование тесно связано с созданием сводных мелкомасштабных карт СССР и крупных его регионов и выполнением международных работ (Карта

отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией С. А. Яковлева. 1932 г. (8), Международная карта четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 1 500 000. 1936 г. (9), Карта отложений четвертичной системы Европейской части СССР и прилегающих территорий масштаба 1 : 2 500 000 под редакцией С. А. Яковлева (8), Карты четвертичных отложений СССР масштабов 1 : 5 000 000 и 1 : 7 500 000 под редакцией Г. С. Ганешина (3,5), а также ныне издающиеся карты, о которых упоминалось выше). Другой линией развития стратиграфо-генетического принципа явилось создание легенд для среднемасштабных карт четвертичных отложений. Из-за огромных размеров территории СССР и, следовательно, большого разнообразия и сложности строения четвертичного покрова среднемасштабная геологическая съемка отдельных регионов СССР ведется по региональным легендам, построенным по единому стратиграфо-генетическому принципу, но учитывающим местные особенности строения четвертичного покрова. При разработке подобных легенд приходится сталкиваться с многочисленными методическими вопросами, диктуемыми особенностями среднемасштабной съемки.

Методика составления среднемасштабных стратиграфо-генетических карт подробно рассмотрена в изданном ВСЕГЕИ инструктивно-методическом пособии, составленном С. В. Эпштейном при участии М. Н. Бойцова (7).

Во многих зарубежных странах картирование четвертичных отложений ведется с использованием стратиграфо-генетической легенды. При этом обычно допускаются некоторые отклонения от принятой в СССР легенды.

Наиболее близка к советским картам по своему содержанию карта четвертичных отложений Польши в масштабе 1 : 1 000 000 (11). На ней цветом показаны стратиграфо-генетические подразделения плейстоцена и голоцена. При этом использована гамма красок, почти одинаковая с принятой у нас. Отличие заключается в том, что на ней не показаны элювий и различные склоновые образования (делювий, коллювий и др.), изображение которых на советских картах обязательно.

Также близка по содержанию Карта четвертичных отложений Румынии масштаба 1 : 1 000 000 (17), однако элювий, коллювий и делювий на этой карте показаны только на равнинах и предгорьях. Горные области изображены как районы развития дочетвертичных образований с градацией по высоте оттенками коричневого цвета. Только в некоторых горах крапом указаны площади развития тонкого покрова четвертичных отложений.

С большими отклонениями от типовой стратиграфо-генетической легенды составлена Карта четвертичных осадочных отложений Чехословакии масштаба 1 : 1 000 000 (15), на которой цвет использован для отражения не только генезиса отложений, но и их возраста и вещественного состава. Возраст отложений в основном находит выражение в индексах и вычитывается из текста легенды.

Большое внимание изучению и картированию четвертичных отложений уделяется в скандинавских странах. Большинство карт, составляемых в Финляндии, Норвегии и других странах отличаются очень детальной рисовкой контуров генетических типов четвертичных отложений и выходов дочетвертичных пород. Стратиграфически четвертичные отложения обычно не расчленяются, что объясняется развитием в Скандинавии только одного горизонта морены и надмореновых отложений. Легенды этих карт следует отнести не к стратиграфо-генетическому

типу, а к генетическому. Количество условных обозначений этих легенд, как правило, небольшое и построены они просто.

На карте четвертичных отложений Финляндии масштаба 1 : 100 000 (13), например, цветом изображаются генетические типы отложений, генетические типы в сочетании с литологией, некоторые формы рельефа и выходы коренных пород. Индексов карта не имеет.

На карте четвертичных отложений Норвегии масштаба 1 : 250 000 (16) цветом изображены только генетические типы отложений. Литологические особенности отражены особой системой условных обозначений—различного рисунка и цвета штриховыми знаками. Индексов карта также не имеет.

Из североамериканских карт по принципу составления и легенде наиболее близка к советским картам Карта четвертичных отложений Аляски масштаба 1 : 1 584 000 (20). Она является стратиграфо-генетической, но генетические типы показаны в отличной от советских карт красочной гамме. Кроме того, более темные оттенки использованы для изображения не более древних отложений, как это делается у нас, а наоборот, более молодых.

В США американской геологической службой для областей с преобладанием четвертичного покрова издаются карты покровных формаций масштаба 1 : 25 000, на которых цветом показан генезис отложений. Дочетвертичные образования независимо от их возраста изображаются фиолетовым цветом. Двубуквенные индексы отражают возраст и генезис отложений.

Из сводных карт несомненный интерес представляет Ледниковая карта Северной Америки в масштабе 1 : 4 555 000 (18), на которой цветом одновременно показаны генезис и возраст ледниковых, морских и озерных отложений, а внесмасштабными знаками—ледниковые шрамы, озы и т. д.

Ледниковую карту Канады масштаба 1 : 5 000 000 (19) нельзя назвать картой четвертичных отложений, т. к. на ней изображены только ледниковые аккумулятивные и скульптурные формы без какой-либо стратиграфической и литологической характеристики.

В заключение обзора необходимо остановиться на Международной карте четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 2 500 000 (6). Составление этой карты является важным этапом в развитии международного сотрудничества в вопросах картирования четвертичных отложений. Необходимо однако отметить, что при разработке легенды этой карты между членами редакционной коллегии возникли существенные противоречия. Некоторые из них удалось согласовать, но по целому ряду моментов расхождения сохранились, что находит отражение в недостаточной последовательности легенды карты и противоречивости ее содержания.

В основу построения легенды положены стратиграфо-генетический принцип. Приняв этот принцип, издательская группа этой карты (карта редактируется и издается в ФРГ) тем не менее отказалась от ряда рациональных элементов, которые содержались в легенде довоенной Международной карты четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 500 000. Это, прежде всего, касается «генетической» части легенды и системы индексации. Выражается это в том, что в единой системе красочных условных обозначений показываються на карте как простые и сложные генетические типы, так и литологические разновидности некоторых генетических типов. В типовой стратиграфо-генетической легенде изображение генезиса и литологического состава должно вестись различными системами условных обозначений. Вместо очень удобной при составлении сводных карт системы индексации, основанной на соче-

тании римских и арабских цифр для отражения возраста отложений и букв, отражающих их генезис, на издающейся карте принята только региональная буквенная индексация. Нарушает единообразие карты изображение элювия, коллювия и коллювиально-делювиальных отложений. Эти образования показываются только на территории Европейской части СССР, Урале, Кавказе и на Карпатах. Во всех остальных горных районах вместо склоновых образований серым цветом показаны выходы дочетвертичных пород. Таким образом, на одной и той же карте горы Западной Европы показываются серым цветом, а в Восточной Европе в гамме красно-оранжевых красок.

Указанные недостатки несколько снижают ценность карты, которая, несомненно, явится методическим образцом при составлении сводных карт для других континентов и стран.

Можно было бы продолжить обзор состояния картирования четвертичных отложений в различных странах. Но уже из приведенных данных видно, что в настоящее время еще не достигнута унификация легенд карт четвертичных отложений, чем объясняется их различное содержание и графическое оформление.

Наиболее содержательными и наглядными являются карты, легенды которых построены по стратиграфо-генетическому принципу. В направлении развития и усовершенствования этого принципа и должны пойти в дальнейшем методические работы в отношении картирования четвертичных отложений.

Среди многих сложных и дискуссионных вопросов методики составления карт четвертичных отложений необходимо остановиться на следующих.

В последние годы в советской геологической картографии очень четко определилась тенденция к снятию четвертичного покрова с общих геологических карт. Объясняется это вполне понятным стремлением отразить на геологической карте, на основании бурения и геофизических данных, глубинность строения. Четвертичные отложения сняты почти полностью на Геологической карте СССР масштаба 1 : 2 500 000 (третье издание). Они не показываются и на геологических картах СССР масштаба 1 : 1 000 000 (второе издание). Очень схематично и нередко только там, где отсутствует сведения о дочетвертичных образованиях, они изображаются на среднемасштабных картах. В этих условиях, учитывая большую научную и практическую важность изучения и картирования четвертичных отложений, необходимо расширение площадей, покрываемых специальной геологической съемкой четвертичных отложений (равнинные районы Восточной Сибири, Средней Азии, Западной Камчатки и др.).

До сих пор такая съемка проводится только в большинстве районов Западной Сибири, Европейской части СССР и на Урале.

Развитие этих работ требует совершенствования типовой стратиграфо-генетической легенды и вызывает необходимость конкретизации ее содержания в зависимости от масштаба картирования.

Дальнейшее повышение качества карт, составляемых по этой легенде, зависит: а) от совершенствования генетической классификации четвертичных отложений на трех таксономических уровнях: парагенетический ряд (ассоциация)—генетический тип—фацция; б) от повышения детальности стратиграфического расчленения четвертичных отложений с выделением стратиграфических подразделений биостратиграфического, климатостратиграфического и литостратиграфического обоснования; в) от полноты показа литологического состава отложений на картах среднего и крупного масштабов.

Второе, на что следовало бы обратить внимание,—это тенденция к показу глубинности строения четвертичного покрова на картах четвертичных отложений. С этой проблемой геологи сталкиваются прежде всего при картировании областей с широким распространением лёссов, лёссовидных суглинков и покровных суглинков. Эти отложения пользуются широким распространением в северном полушарии, образуя различной мощности плащ и маскируя залегающие под ними различные генетические типы четвертичных отложений.

В результате бурения во многих подобных «закрытых» районах появилась возможность установить взаимоотношения покровных образований с подстилающими породами и возникло желание изобразить многослойность строения четвертичного покрова не только на геологических разрезах и схемах взаимоотношения четвертичных отложений, но и на самой карте.

Первой попыткой такого рода явилось изображение покровных суглинков, развитых в центральных районах Европейской части СССР, цветной штриховкой, наносимой на цветной фон развитых под ним различных генетических типов четвертичных отложений. Этот способ следует рекомендовать при картировании покровных образований и в других районах, где мощность их невелика и они не играют важной роли в геологическом строении. Но этот графический прием едва ли применим при картировании лёссов и лёссовидных суглинков, имеющих сложное строение и значительную мощность. Таковы толщи лёссов Украины, Средней Азии и юга Западной Сибири, образованные многочисленными пачками разновозрастных лёссов и горизонтами погребенных почв. В этом случае лёссы правильнее рассматривать в качестве литолого-генетической категории и показывать на карте цветом, как это сделано на Карте четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000 (второе издание).

На Карте четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000 лёссовые породы показаны несколько иначе. Цветным фоном они изображены только в том случае, если они лежат на дочетвертичных образованиях. Если же лёссы перекрывают четвертичные отложения, они показываются широкими желтыми вертикальными полосами, в просветах между которыми изображаются соответствующим цветом выходы других типов четвертичных отложений, залегающих под лёссами. Такое изображение лёссов на сводных мелкомасштабных картах позволяет зрительно воспринять области их широкого распространения и четкую зональность—приуроченность к древней перигляциальной области Евразии. С другой стороны, двуслойность изображения позволяет судить о глубинности строения четвертичного покрова. По сходному принципу изображаются лёссы на крупномасштабных картах в Чехословакии (12). Этот же способ изображения покровных образований следует рекомендовать также при изображении на сводных мелкомасштабных картах золотых отложений.

Что касается крупномасштабных карт, то в районах сложного строения четвертичного покрова для одной и той же площади можно рекомендовать составление серии карт по определенным стратиграфическим срезам. Если к этому прибавить составление геологических разрезов и блок-диаграмм, то можно получить довольно полное представление о глубинном строении четвертичных отложений.

Конечно, высказанными рекомендациями не исчерпывается проблема отражения на картах глубинности строения четвертичного покрова, и методические исследования в этом направлении должны быть продолжены.

ЛИТЕРАТУРА

- Ганешин Г. С., Краснов И. И. Международная карта четвертичных отложений Европы в масштабе 1 : 25 000 000. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, № 30, «Наука», М., 1965.
- Ганешин Г. С. Состояние и задачи картирования четвертичных отложений в СССР. В кн.: «Проблемы изучения четвертичного периода». «Наука», М., 1972.
- Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000 (первое издание). Госгеолтехиздат, М., 1959.
- Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 5 000 000 (второе издание). «Недра», М., 1966.
- Карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 7 500 000. (Приложение к кн.: «Геологическое строение СССР», т. V). МГ СССР, ВСЕГЕИ, М., 1968.
- Международная карта четвертичных отложений Европы масштаба 1 : 2 500 000. Лист 4. 1969.
- Организация и производство работ по геологической съемке четвертичных отложений в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000. ВСЕГЕИ. М., 1971.
- Яковлев С. А. О карте отложений четвертичной системы Европейской части СССР и сопредельных с нею территорий. В кн.: «Труды 2-го Всес. геогр. съезда». М., Изд. АН СССР, 1948.
- Яковлев С. А. О ходе работ по составлению Международной четвертичной карты Европы. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР». ОНТИ НКТП СССР, Л.—М., 1936.
- Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1 : 100 000. Geologisch bearbeitet von H.-L. Heek. Berlin, 1960.
- Mapa otworow ozwartorzedowych Polski Opracowali Edward Rühle i Maria Sokolowska 1 : 1 000 000, 1961.
- Geologicka mapa čtvrtohorních pokrývných ritvarů 1 : 25 000, M—34—73—A Pist geologický řez sesřavil V. Sibrava.
- Geological map of Finland. Publised by geologinen tutkimuslaites (geological survey). Quaternary deposits № 2042, Karakila. 1 : 100 000. Prepared by K. Virkkala.
- Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. Rene Hantke und Mitarbeiter in 2 Blättern 1 : 50 000. Zürich, 1967.
- Map of Quaternary and residenst deposits of Czechoslovakia. Compiled by K. Zabera. 1 : 1 000 000, 1966.
- Norges geologiske underskelse Kvartaergeologick kart Oppland. Blad L, 1 : 250 000. Oslk, 1954.
- Republique socialiste de Romania Carta du quatermaire. Atlas geologie Joaia № 2, E-Liteanu, 1 : 1 000 000, 1971.
- Glacial map of North America 1 : 4 555 000, New York, 1945.
- Glacial map of Canada 1 : 5 000 000. Ottawa, 1968.
- Surficial geology of Alaska. Compilad by Thor. N. V. Karlstrom and others. 1 : 1 584 000, 1964.
- International Geological Map of Europ 1 : 1 500 000, E2 Archangelsk. Coordonnateurs generaux: H.-R. v. Gaertner, H. W. Walther. S. A. Muzylev, L. P. Kolosova für Bodenforschung, Hannover-Bucholz.

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ

ИСТОРИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ ЕВРОПЫ

Разработка и реализация крупных проектов преобразования природы, наряду с геолого-съёмочными работами, заставляют нас вновь и вновь обращаться к реконструкциям развития природы в четвертичном периоде. Этот период нередко называют ледниковым, что создает представление о большой продолжительности существования ледниковых покровов не только в высоких, но и в умеренных широтах. В свете исследований последнего десятилетия это традиционное мнение не подтвердилось. Балансовые расчеты К. К. Маркова и И. А. Суевой (1964) показали нестабильность древних ледниковых покровов умеренных широт в отличие от полярных покровов Антарктиды и Гренландии, существовавших на протяжении значительной части истории позднего кайнозоя.

Широкое применение комплекса радионуклидных методов датирования опровергло точку зрения о длительности интервалов развития оледенения, которые, как выяснилось, измерялись не сотнями тысяч, а, в лучшем случае, первыми десятками тысяч лет. Даже во время своего максимального распространения ледниковые покровы умеренных широт не могли радикально повлиять на всю совокупность природных условий экстрагляциальных территорий. В этой связи оказалась оправданной концепция унаследованного развития аридных ландшафтов в четвертичном периоде, поскольку эпизодические отклонения во время ледниковых интервалов не могли резко изменить общую направленность физико-географических процессов.

Наиболее полная информация об эволюции материковых оледенений получена для позднечетвертичного этапа, охватывающего последние 120 тысяч лет в истории нашей планеты. Опираясь в основном на материалы по территории Европы, можно констатировать следующие наиболее важные положения*. Прежние представления о метахронности** оледенений равнинных и горных областей нуждаются в ревизии. Фактические данные последних лет вполне определенно свидетельствуют, что, по крайней мере, последнее оледенение горных стран Центральной Европы, включая классический вюрм Альп, развивалось в том же временном диапазоне, что и последнее материковое оледенение равнин Средней и Восточной Европы (Fliri et al., 1971, 1972; Серебрянный, 1973а). Разновременность максимумов рассматриваемого оледенения в

* Сравнение материалов по истории последнего оледенения в Европе и Северной Америке (Серебрянный, 1973) свидетельствует о значительном сходстве и синхронности важнейших этапов развития.

** Более точный термин—гетерохронность.

горах и на равнинах, если и имела место, то измерялась величинами, относительно небольшими в масштабах геологического времени, при сопряженности главных интервалов активизации оледенения.

Исследования на северных побережьях Европы и на окружающих мелководных морях способствовали упрочению концепции о едином ледниковом покрове, занимавшем не только материковые, но и шельфовые районы в периоды активизации оледенения в позднем плейстоцене (Гросвальд, Серебрянный, 1970). Этот гигантский щит имел сложную гляциодинамическую структуру с несколькими очагами растекания льда и системой барьеров, разделявших крупные потоки льда: Балтийский, Беломорский, Норвежский (Скагерракий) и др. Каждый из этих потоков по своим размерам можно сопоставить с гигантским выводным ледником Ламберта в Антарктиде. При всей мозаичности своего строения, Европейский ледниковый щит обладал определенной общностью основных тенденций развития, судя, например, по синхронности крупных событий эпохи дегляциации в разных его частях.

Важное значение имеет анализ радиально-секторной структуры древних ледниковых щитов (Асеев, 1970). Благодаря усилиям коллективов исследователей ряда стран удалось наметить закономерности развития последнего материкового оледенения (главным образом, его финальных этапов) в Ирландскоморском, Восточнобританском и особенно в Балтийском секторах («Последний европейский ледниковый покров», 1965; Серебрянный, Раукас, 1966), однако для других секторов, например для Беломорского, картина остается гораздо менее ясной, что, естественно, отражается на качестве синтетических палеогляциологических реконструкций.

Существенному пересмотру подверглись представления в области стратиграфии, геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена. Как известно, традиционная точка зрения сводилась к признанию единого оледенения, известного на Русской равнине под названием валдайского (Герасимов, Марков, 1939). Дальнейшее развитие этой концепции, главным образом под влиянием идей Н. Н. Соколова (1949), привело к установлению серии стадий убывания последнего ледникового покрова (Вигдорчик и др., 1962). Применение радиоуглеродного метода в сочетании с геоморфологическими и палинологическими результатами изучения серии разрезов позволило установить, что распространение этого ледникового покрова на Русской равнине достигло больших масштабов между 21 000 и 13 000 л. н. (лет назад).

Возраст максимума последнего оледенения пока еще точно не установлен. Л. Н. Вознячук (1972) полагает, что в позднем плейстоцене оледенение достигало экстремального развития около 17 000 л. н. По нашим представлениям, эта цифра действительно относится к максимуму поздневалдайского оледенения, которое отличалось меньшими масштабами по сравнению с ранневалдайским. Расхождения в интерпретации данных закономерны, так как Л. Н. Вознячук опирался на материалы изучения разрезов, расположенных в крупных речных долинах, тогда как более репрезентативны разрезы на междуречьях.

Комплексное изучение ряда разрезов с озерно-болотными отложениями, перекрытыми мореной, показало, что поздневалдайскому оледенению на территории Русской равнины предшествовал огромный неледниковый период среднего валдая длительностью не менее 25 000 лет (Пуннинг, Раукас, Серебрянный, 1967). В составе этого периода нами впоследствии выделена оптимальная часть—карукюлаское межледниковье (55 000—40 000 л. н.), более прохладный соминский интервал (40 000—32 000 л. н.), кемпинское похолодание (32 000—29 000 л. н.) и брянский интервал (29 000—25 000 л. н.). Последнему

А. А. Величко (1964) и его соавторы приписывали межстадиальный характер. Межстадиальный характер соминских отложений отмечался Д. Б. Малаховским («Геоморфология...», 1969). Для карукюласких осадков, характеризующихся термофильной флорой, межледниковый ранг устанавливается для ряда разрезов, расположенных на Русской равнине и в Фенноскандии, т. е. в области распространения позднеплейстоценовых льдов (Карукюла, Пээду, Петрозаводск, Костонниска, Сокли, Вуотсо и др.).

Анализ материалов по фенноскандинавским разрезам показывает, что кемпинскому похолоданию средневропейских равнин отвечала начальная стадия оледенения в области Скандинавского нагорья. В это время в предгорных областях существовали обширные ледники подножий, сливавшиеся между собой и охватывавшие части возвышенностей Маанселькя, Норланда и Вермланда (Möner, 1972). Несомненно, формирование горных ледников на Скандинавском нагорье началось гораздо ранее 31 000 лет, во время прохладного ингебекского интервала, синхронного соминскому на Русской равнине. Таким образом, неледниковый средний вюрм в горных районах Скандинавии был несколько менее продолжительным, чем на окружающих равнинах.

Начальная стадия горного оледенения сменилась непродолжительным потеплением—брянским на Русской равнине, гётаэльвским в Фенноскандии, за которым последовал основной период развития покровного оледенения.

Наиболее сложные проблемы связаны с хроностратиграфическим обоснованием ранневалдайского оледенения, поскольку его возрастной диапазон находится вне досягаемости радиоуглеродного метода: наибольшие конечные значения возраста, полученные без изотопного обогащения, не выходят за пределы 50 000 л. н. и относятся к климатическому оптимуму карукюлаского межледниковья. Датировки морских отложений рисс-вюрма с помощью урановых методов имеют значения от 120 000 до 80 000 л. н., причем меньшие значения (около 80 000 л. н.) относятся к ранним вюрмским межстадиям. Таким образом, с помощью обоих методов диапазон рассматриваемого оледенения намечается между 80 000 и 55 000—50 000 л. н. По геоморфологическим данным, это оледенение не распространялось на так называемую «внешнюю зону валдайского оледенения», по Н. Н. Соколову (1949), что подтверждается и специальными картометрическими исследованиями абсолютной плотности озер (Серебрянный, Чукленкова, 1973). Литологические свидетельства существования самостоятельного горизонта ранневалдайской морены отмечаются многими исследователями (Вийдинг, Льюкене, 1969; Раукас, 1972; Вонсавичюс, 1969 и др.).

Поздневалдайское оледенение охватывало несколько меньшую территорию, не выходя за пределы Главного моренного пояса, окаймленного обширными шлейфами зандровых и озерно-ледниковых равнин. Через приледниковые озера сток талых вод направлялся в бассейны южных морей, тогда как на западе (в пределах Среднеевропейской равнины) эти воды последовательно перебрасывались по прадолинам в Североморскую впадину, где располагалось пресноводное озеро, а оттуда через Ла-Маншскую протоку в Мировой океан. На северо-западном крае Европейского ледникового щита основной расход льда осуществлялся путем откола айсбергов. Соотношения отдельных составляющих баланса массы щита и их ход во времени пока еще не имеют количественных оценок.

На основе приведенных выше хроностратиграфических данных, полученных с помощью радиоуглеродного метода, нами намечена сле-

дующая поэтапная схема развития последнего покровного оледенения Европы с указанием продолжительности отдельных этапов:

1. Рост ледников в горах—7—8 тысяч лет.
2. Формирование сетчатого оледенения, выход концов долинных ледников в предгорные районы, образование сливающихся между собой ледников подножий—2—3 тысячи лет.
3. Стабилизация или некоторое сокращение оледенения—4—5 тысяч лет.
4. Последовательный рост ледников, завершающийся образованием ледникового покрова (или нескольких покровов, а затем их соединение), заполнение льдом крупных котловин—трасс основных потоков льда, распространение ледникового щита на равнинные территории средней полосы Европы—10 тысяч лет.
5. Регрессия покровного оледенения, характеризовавшаяся быстрыми темпами—6—7 тысяч лет.

Эта схема находит подтверждение в существовании двух систем ледниковой штриховки на поверхности коренных пород Фенноскандии. Более древняя система в основном имеет субширотное направление и связана с растеканием льдов со стороны Скандинавского нагорья, где находился главный ледораздел. Более молодая система штриховки ориентирована по обе стороны от главного ледораздела, смещенного далеко к востоку от нагорья. На большей части территории Фенноскандии преобладает СЗ—ЮВ направление штрихов, что совпадает с простиранием многих линейных элементов гляциогенного рельефа и с ориентировкой удлиненных обломков и песчаных частиц в морене. Только к северу от главного ледораздела преобладал разнос льдов в противоположном направлении. Рассматриваемые два этапа в развитии оледенения впервые были довольно четко подмечены Э. Юнгнером (Ljungner, 1949).

Исследования учеников Юнгнера—Г. Юнссона, М. Маркгрена и О. Маттсона в разных частях Балтийского щита существенно дополнили набор фактических аргументов. Например, собранные Маркгреном данные о ледниковой штриховке и транспортировке обломочного материала (Markgren, 1956) свидетельствуют, что во время последнего оледенения в центре щита существовали, во-первых, масса льда на юге с основным направлением стока на запад, в сторону Атлантики, и на восток, в сторону Ботнического залива, и, во-вторых, примерно равновеликая масса льда в северо-западной Швеции, Северной Финляндии и Северной Норвегии, откуда сток льда был направлен на север, в сторону Северного Ледовитого океана. К северу от Ботнического залива располагалась промежуточная масса льда с преобладающим направлением стока к югу. Хронологический аспект этих событий не был выяснен. На наш взгляд, это мог быть один из этапов деградации оледенения.

Суммарная продолжительность полного гляциального цикла, по нашим расчетам, составляла примерно 30 000 лет для центральных районов области оледенения; из них первые 10 000 лет можно связывать только с развитием горного оледенения (вначале, вероятно, в нескольких изолированных очагах) и с превращением его в сетчатое в рамках Скандинавского нагорья и его ближайшего окружения. Есть основания предполагать, что масштабы данного процесса были достаточно велики, поскольку в период его максимального развития (32 000—29 000 л. н.) отголоски холодного влияния проявились на равнинах средней полосы Европы (кемпинское похолодание).

Раннеледниковый—брянский интервал ознаменовался эпизодическим сокращением или, может быть, стабилизацией ледниковых про-

цессов в области Скандинавского нагорья. Климат там в целом был довольно холодный, хотя более благоприятный для развития органического мира, чем во время кемпинского похолодания. Не исключено, что еще в конце брянского интервала в восточных предгорьях началось формирование ледникового покрова. Механизм преобразования сетчатого оледенения в покровное пока еще слабо выяснен.

Около 25 000—24 000 л. н. ледниковый покров достиг значительных размеров и распространился на ступенчатых плато Северной Финляндии и Северной Швеции, приблизившись к депрессии Ботнического залива и котловинам крупных озер Средней Швеции. Очаги горного оледенения стали играть подчиненную роль по сравнению с разраставшимся ледниковым щитом.

В ходе рассматриваемого процесса наряду с несомненным внешним воздействием (общее похолодание климата) произошло изменение в системе атмосферной циркуляции. Роль западного переноса, стимулировавшего развитие покровного оледенения на его начальных этапах, постепенно стала уменьшаться (возможно, в связи с ослаблением Гольфстрима под влиянием мощного поступления айсбергов), и в питании ледникового щита стали активно участвовать средиземноморские циклоны. Этим источником, на наш взгляд, во многом определялся режим питания и интенсивное рельефообразующее воздействие ледникового покрова в средней полосе Европы. В то же время, как справедливо отметил Г. Хоппе (Норре, 1970, 1971), на севере и северо-западе этого покрова мог ощущаться дефицит питания.

Еще около 25 000 л. н., когда ледниковый покров занимал значительную часть территории Фенноскандии, его мощность сильно возросла, и подстилающая поверхность оказывала относительно небольшое регулирующее воздействие на движение льдов, которое определялось главным образом вязко-пластичным растеканием. Следует заметить, что сток льда осуществлялся не только в сторону Русской и Среднеевропейской равнин, но и к западу, в сторону Атлантики. В этом отношении Скандинавское нагорье перестало быть серьезным препятствием, поскольку оно было в значительной части перекрыто льдом, над которым возвышались изолированные гребни и нунатаки. На отдельных плоскогорных участках нивально-ледниковая денудация способствовала срезанию водораздельных массивов, однако в целом оледенение Скандинавского нагорья нельзя классифицировать как покровное; вероятно, там господствовали условия, существующие в настоящее время в северо-восточной Гренландии.

Максимальное распространение последнего ледникового покрова на равнинах средней полосы Европы было относительно непродолжительным, хотя и оказало огромное воздействие на формирование гляцигенной морфоскульптуры. Как отмечалось выше, кульминация оледенения была достигнута 17 000 или, может быть, даже 16 000 л. н. (в пользу последней цифры говорят датировки самых низких береговых образований на краю атлантического шельфа) и сменилась быстрой деградацией. Периодизация всего этапа деградации оледенения предусматривает выделение трех крупных подразделений (дани-, готи- и финигляциал), характеризовавшихся значительными палеогляциологическими различиями.

Сокращение мощности ледникового покрова могло сопровождаться образованием периферических участков мертвого льда. Преобразование активного льда в мертвый определялось трещинами, наледниковыми ложбинами стока, мореносодержанием льда и, конечно, характером подстилающей поверхности. Вместе с тем на обширных

участках краевой зоны, вероятно, в обстановке менее быстрой деградации формировался рельеф моренных гряд с ледяными ядрами.

Эти два типа деградации покровного оледенения—ареальный и фронтальный—достаточно хорошо известны в гляциоморфологической литературе, хотя и нередко под различными названиями. Применительно к нашей схеме следует отметить, что фронтальное отступление было более присуще данигляциалу, роль ареальной деградации возросла в готигляциале и, в гораздо большей степени, в финигляциале, хотя локально процессы фронтального убывания льдов продолжались вплоть до самых последних этапов существования ледникового щита.

Рубежом между дани- и готигляциалом считается лужская стадия с пиком около 13 000 л. н. (Серебрянный, Раукас, 1966). В готигляциале объем ледникового покрова сократился более чем наполовину от его максимальной величины, главным образом за счет снижения поверхности (Альманн, 1961). В целом последние этапы деградации Европейского ледникового щита—готигляциал и финигляциал—занимали немногим более 5 тыс. лет, тогда как на долю данигляциала приходилось 3—4 тыс.

Развитие оледенения на севере Европы в позднечетвертичное время

Равнины Восточной и Средней Европы	Альпийские аналогичи		Фенноскандия	
Поздневалдайское оледенение	Готигляциал Убывание 13 000—11 000 Данигляциал 16 000—13 000 Наступание 24000—16000	Поздний вюрм	Последнее оледенение	Финигляциал 10 000—7000 Готигляциал Убывание 13 000—10 000 Данигляциал 16 000—13 000 Наступание 25000—16000 Ингебекский (гетаэльвский) межстадиал 29 000—25 000 Начальная ледниковая стадия в области Скандинавского нагорья и его предгорий 32 000—29 000 Йемтландский интервал (развитие горных ледников) 41 000—32 000 Левеяниэмское межледниковье 50 000—41 000
Средневалдайский неледниковый интервал	Брянский интервал 29 000—24 000 Кемпинский интервал 32 000—29 000 Соминский интервал 40 000—32 000 Карукюлаское межледниковье 50 000—40 000	Средний вюрм		
Ранневалдайское оледенение	Франкфуртская — познаньская — едровская стадия Березайский—антавиляйский межстадиал Бранденбургская — лещинская — бологовская стадия	Ранний вюрм	Предпоследнее оледенение	Деградация оледенения Максимум оледенения Начальная ледниковая стадия
Верхневолжский интервал 80 000? Курголовское похолодание Микулинское межледниковье		Рисс—вюрм		Эмское межледниковье

лет. Сводная схема эволюции оледенения на севере Европы представлена в таблице, которая иллюстрирует также сходство ледниковых событий во время обоих гляциальных циклов позднечетвертичного времени.

Поднятый в начале статьи вопрос о хронологической сопряженности крупных периодов активизации оледенения в горных и равнинных областях Европы требует некоторых комментариев. Здесь существенное значение имеет тот факт, что основной период позднеюрмского оледенения Альп и основной период последнего покровного оледенения на севере Европы имели один и тот же временной диапазон (между 24 000—25 000 и 10 000—12 000 л. н.). Есть основания распространять эту тенденцию, по крайней мере, на весь умеренный пояс Северного полушария.

Сокращение масштабов оледенения до современного уровня в горных районах Европы происходило только во время собственно межледниковий, продолжительные переходные интервалы (например, соминский) тоже характеризовались развитием оледенения, хотя и в меньших масштабах. Соответственно в горных странах каждый гляциальный цикл был более длительным, чем на равнинах.

Оценивая перспективы развития оледенения, прежде всего в горных районах, можно предполагать, что очередной период активизации ледниковых процессов может возобновиться около 4300 г., если сохранится такой же интервал пониженной деятельности ледников, как между зимингской и фернауской стадиями в Альпах. Этот интервал может продлиться примерно 2600 лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Альманн Х. В. Деградация оледенения в Северной Швеции. Известия АН СССР, сер. географ., № 1, 1961.
- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. Автореферат диссертации, М., 1970.
- Величко А. А., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Первые определения абсолютного возраста почв в лёссах Русской равнины. ДАН СССР, т. 155, № 3, 1964.
- Вигдорчик М. Е., Малаховский Д. Б., Саммет Э. Ю. О стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. В кн.: «Вопросы стратиграфии четвертичных отложений северо-запада Европейской части СССР». Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Вийдинг Х., Льюкене Э. Средневалдайские межстадиальные отложения в Пээду (юго-восточная Эстония). Известия АН ЭССР, химия—геология, т. 18, № 3, 1969.
- Вознячук Л. Н. Возраст максимальной стадии валдайского оледенения на северо-западе СССР и основные фазы деградации ледника. В кн.: «Вопросы четвертичной геологии», т. 6. Рига, 1972.
- Вонсавичюс В. Строение четвертичных отложений юго-западной Прибалтики. Автореферат диссертации. Вильнюс, 1969.
- Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. «Наука», Л., 1969.
- Герасимов И. П., Марков К. К. Ледниковый период на территории СССР. Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 33, 1939.
- Гросвальд М. Г., Серебрянный Л. Р. География материкового оледенения севера Европы в верхнем плейстоцене. В кн.: «Материалы гляциологических исследований», вып. 17, М., 1970.
- Марков К. К., Суегова И. А. Эвстатические колебания уровня океана. В кн.: «Совре-

- менные проблемы географии». «Наука», М., 1964. Последний европейский ледниковый покров. «Наука», М., 1965.
- Пуннинг Я. М., Раукас А., Серебрянный Л. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. В кн.: «Материалы II Симпозиума по истории озер северо-запада СССР». Минск, 1967.
- Раукас А. В. Формирование плейстоценовых отложений и форм рельефа Эстонии. Автореферат диссертации. Таллин, 1972.
- Серебрянный Л. Р. Позднечетвертичный этап развития североευропейского покровного оледенения. Автореферат диссертации. М., 1973а.
- Серебрянный Л. Р. Современные представления об эволюции позднечетвертичного покровного оледенения. В кн.: «Тепловая мелиорация северных широт», «Наука», М., 1973б.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена. В кн.: «Верхний плейстоцен: стратиграфия и абсолютная геохронология». «Наука», М., 1966.
- Серебрянный Л. Р., Чукленкова И. Н. Густота озерной сети как показатель возраста гляцигенной морфоскульптуры. «Геоморфология», № 4, 1973.
- Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа северо-запада РСФСР. В кн.: «Северо-Запад РСФСР. Физико-географическое описание». Изд. АН СССР, М.—Л., 1949.
- Fliri F., Hilscher H., Markgraf V. Weitere Untersuchungen zur Chronologie der alpinen Vereisung. Bänderton von Baumkirchen, Inntal, Nordtirol. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 7, H. 1—2, 1971.
- Fliri F., Felber H., Hilscher H. Weitere Ergebnisse der Forschung am Bänderton von Baumkirchen (Inntal, Nordtirol). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 8, H. 1—2, 1972.
- Hoppe G. The Würm ice sheets of Northern and Arctic Europe. Acta geographica Iodziensia, № 24, 1970.
- Hoppe G. Nordvästeuropas inlandsisar under den sista istiden. Svensk naturvetenskap. Stockholm, 1971.
- Ljungner F. East-west balance of the Quaternary ice caps in Patagonia and Scandinavia. Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala, 1—49, № 33, 1949.
- Markgren M. Glaciation och landskap i norra Fennoskandia. Svensk geografisk årsbok, arg. 32, 1956.
- Mörner N.-A. The coldwarm changes during the last ice age with special reference to the stratigraphy at southwestern Sweden. Stockholm contributions in geology, vol. 24, № 4, 1972.

А. Д. ДЖАГАРЯН

ПЛАСТИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ ЛИЦА ИСКОПАЕМОГО ЧЕЛОВЕКА

Изучение корреляций морфологических характеров и критическое рассмотрение основных доктрин в области человеческой морфологии базируется на трудах известного советского антрополога В. В. Бунака.

Бесчисленные варианты и типологическая мозаика кранологических цифровых и графических выражений, следуя своим целям, стремятся установить закономерности соотношения признаков, создавая тем самым понятие о типе антропогенеза.

На базе знаний морфологии, в частности топографической анатомии, абстракция анатомических форм включается в систему типов, и тем облегчается переход к изучению конкретной реальности индивидуумов в их бесконечном разнообразии. Не нуждается в опытной проверке строгое логическое доказательство, что изменчивость соотношений размеров, присущих мягким тканям, подчиняется тем же правилам, которым следует изменение размеров кости, так как детали мягких тканей не варьируют самостоятельно, а следуют за вариациями форм скелета.

Антропология накопила огромный фонд метрических данных, касающихся общей формы черепа, в надежде найти здесь главные отличительные особенности групп.

Для расширения диапазона и усовершенствования существующих методов изучения внешней морфологии лица мы направили свои исследования в комплексе с другими областями науки: рентгенологией, топографической анатомией, секционнo-анатомическим исследованием, математикой и оптикой.

Для установления координационных данных была использована электронно-вычислительная машина системы «Наири». Лаборатория антропологии АН Арм. ССР, располагая специалистами—антропологом, анатомом, топографoанатомом, рентгенологом, инженером-математиком и палеолитчиком, поставила перед собой задачу комплексного изучения внешней морфологии лица человека. Для этой цели параллельное изучение форм, характера конфигурации сечений черепа и мягких тканей по трем различным плоскостям мы производили топографo-анатомическими и прижизненно-рентгенографическими методами.

Для доказательства наличия связи между стереометрическими измерениями черепа и толщиной мягких тканей и определения формы этой связи представилось целесообразным применение аппарата математической статистики.

Цель этих исследований—достигнуть установления объективных

количественных и строго обоснованных соотношений при расшифровке физических типов с индивидуальной выразительностью.

В работе применены в качестве исходной модели для исследования две контурные кривые черепа и мягких тканей в различных сечениях. Задача распадается на три основных этапа:

1. Выбор базы—биаурикулярная линия—между наружными отверстиями слуховых проходов для получения исходной цифровой информации путем отображения стереоскопических измерений сечений черепа и мягких тканей.

2. Статистическая оценка наличия и степени связи между этими двумя кривыми параметрами.

3. Определение формы зависимости между двумя кривыми параметрами.

В настоящем сообщении излагаются результаты по указанным трем вопросам, которые являются предварительными теоретическими предпосылками оценки возможности восстановления лица человека по черепу.

Исследование имеет особое значение для выявления общих закономерностей строения лица при его пластической реконструкции, рассматривая скелет как остов и как показатель размеров внешней морфологии.

О ПОЛУЧЕНИИ ИСХОДНОЙ ЦИФРОВОЙ ИНФОРМАЦИИ

Хорошо известно, что любой пространственный предмет может быть исчерпывающе описан в трехмерной системе координат. Фиксируя значение одной из координат, пространственная задача вырождается в задачу на плоскости. На трупном материале сечение головы производилось сагитальными, фронтальными и горизонтальными (поперечными) плоскостями.

Производились также соответствующие этим направлениям прижизненные рентгенографические и топографические исследования, выполненные с различных точек по окружности головы. Для этой цели разработан специальный рентгенологический режим для получения на двойных пленках снимка черепа и четкое теневое образование мягких тканей и краеобразующих линий кожных покровов.

Выбрав одну фиксированную точку—верхний край наружного слухового отверстия (*Spina Suprameatum*), производилось измерение расстояния от этой точки до поверхности черепа и надлежащих мягких тканей на градуированной шкале из органического стекла. Располагая рентгенограммами в количестве 500, затем 1000 снимков производилась выборка двух значений расстояния от пориона до кости (r) и расстояния от пориона до краеобразующей линии кожного покрова (R). В результате математической обработки этих данных устанавливалось наличие и степень связи между величинами r и R , а также выводился закон взаимосвязи.

ОБ ОЦЕНКЕ СВЯЗИ ПАРАМЕТРОВ

Переходя к оценке наличия и степени связи между двумя случайными величинами r и R , отбор данных из этой совокупности производился в процессе наблюдений (при измерениях этих величин на рентгенограммах и топографо-анатомических срезах, полученных в результате обследования случайных людей). Это позволило применять для обработки данных основные положения теории вероятности.

Существует и пристрастный отбор, когда на наблюдения ставятся дополнительные ограничения.

Как правило, между случайными величинами может существовать лишь связь особого рода, при которой с изменением одной величины меняется другая. Такая связь называется стохастической. Выявление стохастической связи и оценка ее силы представляют важную и трудную задачу математической статистики. Существуют показатели, оценивающие те или иные стороны стохастической связи; из них важнейшим является **коэффициент корреляции**.

Теория корреляции устанавливает степень связи между двумя или несколькими зависимыми статистическими величинами. При корреляционной зависимости между двумя статистическими величинами каждая пара значений варьирует.

Эти значения могут иметь случайные отклонения, обусловленные «завуалированным» влиянием «своих» случайных факторов и их выяснение возможно лишь методом математической статистики.

При линейной корреляции степень связи между значениями двух статистических величин характеризуется коэффициентом корреляции, который определяется по формуле:

$$K = \frac{\epsilon R_1^0 \cdot r_1^0}{\sqrt{\epsilon (R_1^0)^2 \cdot \epsilon (r_1^0)^2}}$$

здесь: $R_1^0 = R_1 - \bar{R}$, $r_1^0 = r_1 - \bar{r}$,

где R_1 и r_1 есть соответственно измеренные значения радиусов от выбранной фиксированной точки пориона до поверхности черепа и мягких тканей, а \bar{R} и \bar{r} —средние арифметические значения этих же радиусов.

Если коэффициент корреляции отличается от нуля, то он своей величиной характеризует не только наличие, но и силу стохастической связи между $г$ и R . Чем больше абсолютная величина суммы, тем сильнее корреляция между $г$ и R .

Интересно отметить, что если сумма больше нуля, то величины $г$ и R с точностью до случайных погрешностей одновременно возрастают или убывают, если же сумма меньше нуля, то с возрастанием одной переменной другая убывает.

Резюмируя, можно сказать, что коэффициент корреляции есть показатель того, насколько связь между случайными величинами близка к строгой линейной зависимости.

Наконец, для определения формы зависимости между $г$ и R экспериментальные данные этих величин наносятся на чертеж прямоугольной системы координат с вертикальным и горизонтальным обозначениями $г$ и R . В результате получается так называемое корреляционное поле, характеризующее зависимости между параметрами.

Образовавшаяся совокупность точек дает нам представление о силе и форме связи между параметрами кости и мягких тканей. На нашем материале представилась возможность убедиться в линейной связи, которая описывается уравнением вида $г = a + v R$ и представляются на схеме как магистральный, линейный тип расположения точек в корреляционном поле.

Если же корреляционное поле имеет форму рассыпного типа расположения точек, то этот случай восстановления лица по черепу (по рассмотренной исходной информации) следует считать неправильным, потому что реконструкция выполнена с большими погрешностями.

В последнем случае обе величины $г$ и R являются следствиями

единой другой причины, не наблюдавшейся при эксперименте, обусловленной патологией костей, повреждениями, протезами, выраженной асимметрией при кривошее и т. д.

Одна из задач, которую возможно решить с помощью математических методов анализа, является графическое представление изменчивости костей лицевого скелета в половом, возрастном и типовом аспектах.

Краеобразующие линии лицевого скелета в любом направлении можно представить как сумму элементарных синусоид. Амплитуда и частота синусоид определяется методом Фурье. После составления ряда Фурье для различных типов черепов выявляются наиболее характерные синусоидальные составляющие.

Несмотря на чрезвычайно индивидуальные различия краеобразующих линий костей лицевого скелета, выявленная специфическая синусоида дает полноценную информацию о возрасте и типе индивидуума, аналогично неповторяемым линиям электрокардиографии и дактилографии. Первые положительные данные дают нам основание расширить исследования в этой области. Изменчивость костей лицевого скелета также была изучена измерениями угла между линиями, проведенными назион-порион и горизонтальной линией, проходящей по нижнему краю нижней челюсти.

Как известно, череп состоит из генетически разных частей—лицевого и мозгового. Линия назион-порион обозначает степень наклона основания черепа относительно горизонта.

Между линией NP и горизонтом образуется треугольное пространство, открытое спереди, с расположенными в нем лицевыми костями. Вышеуказанный угол с возрастом увеличивается, так как у новорожденных кости лица слабо развиты (в отношении свода), а к старости вышеуказанный угол вновь уменьшается.

Линия NP, с возрастом, постепенно поднимаясь вверх, образует неравномерное сегментарное распределение между глабела-назион-ринион-спина-незалистрострион и гнатрион. Изучение угла каждого сегмента в половом, возрастном и типовом аспектах выявляет закономерности, таящие в себе формы, детерминированные эмбриогенетической закладкой.

Эти исследования помогают при изучении сагитального профиля лица определить возрастные коэффициенты параметра лицевого скелета. Полученные данные сочетаются с данными синусоид.

Таким образом, закономерности соотношения форм черепа и мягких тканей демонстрируют важность в изучении портретной пластики. Череп составляет стабильный остов внешних форм головы, для каждого участка кости известна толщина надлежащих слоев мягких тканей.

Следует отметить, что научные основы изучения соотношений форм черепа и форм головы были заложены советским антропологом М. М. Герасимовым. Он доказал, что толщина мягких тканей изменяется в рамках индивидуума и связана с рельефом кости, с возрастом, расовыми различиями. М. М. Герасимов создал уникальную галерею восстановленных лиц разных эпох и народов, возглавляя единственную в мире лабораторию пластической реконструкции лица, где были расширены и уточнены рамки этих исследований, для создания расового этнического образа, подлинного портрета человека с максимально индивидуальными чертами лица.

Богатейший опыт М. М. Герасимова был заложен в основу наших работ. Существующий метод, признанный в мировом масштабе, в сочетании с нашими исследованиями, дал возможность создать галерею

восстановленных лиц людей бронзовой эпохи из Севанского Некрополя Лчашен.

Археологическая экспедиция, возглавляемая А. Мнацаканяном, у древней крепости обнаружила обширные могильники с множеством захоронений, в том числе курганы с богатым погребальным инвентарем.

Почти 35 веков воды Севана скрывали повозки, боевые колесницы с останками полководцев, вождей племен и воинов, а также оружие, золотые украшения, бронзовые предметы.

В 1972 году нами восстановлен по черепу скульптурный портрет видного армянского поэта-лирика Петроса Дуряна, скончавшегося сто лет тому назад. После смерти поэта не сохранился его портрет. Раздробленные кости черепа поэта были доставлены в Ереван в 1969 году из Стамбула (Константинополь).

Бюст поэта был экспонирован в Музее искусства и литературы г. Еревана, а затем, как дар, отправлен в бейрутскую армянскую колонию. Копия бюста из мрамора будет установлена на новой могиле поэта в Ереванском пантеоне.

Недавно в Ереванском медицинском институте была организована инициативная группа из судебных медиков, криминалистов, анатомов, патологоанатомов для проверки результатов работ по пластической реконструкции лица по черепу. В лабораторию был доставлен череп неизвестного семидесятилетнего старика для восстановления лица с целью проверки скульптурного портрета. Прижизненная фотография и посмертная маска покойного хранились с протоколом комиссии в запечатанном сейфе.

После пластической реконструкции лица, на заседании контрольной комиссии с участием ученых из различных заинтересованных учреждений, присутствующим были представлены извлеченные из запечатанного сейфа посмертная гипсовая маска контрольного лица и фотографии в трех проекциях. С нашей стороны были представлены реконструированная голова неизвестного нам человека, рентгенограммы, графические схемы и фотоснимки. Присутствующие единогласно признали полное сходство представленного нами восстановленного скульптурного портрета с оригиналом, что было запротоколировано членами комиссии.

Е. В. РУХИНА

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ОЛЕДЕНЕНИЕМ

В ледниковый формационный ряд входят материково-ледниковая, ледово-морская и ледово-грунтовая формации. Каждая из них характеризуется своими специфическими особенностями.

Рассмотрим отложения ледниковой формации. Они возникают в результате деятельности ледника, который разрушал горные породы субстрата, переносил возникшее при этом огромное количество обломочного материала на различные расстояния и откладывал их при своем таянии в зависимости от положения края ледника на суше или в водных бассейнах. В связи с этим в подразделении отложений, связанных с оледенением, рационально учитывать роль воды, которая могла принимать участие как при дополнительном переносе обломочного материала, так и при его отложении. Учитывая роль воды, ледниковые отложения подразделялись ранее на собственно-ледниковые и водно-ледниковые. Последние объединяют отложения водных потоков и бассейнов. В первом случае они называются флювиогляциальными, во втором — озерно-ледниковыми.

Проводимое в последнее время детальное изучение гранулометрического, петрографо-минералогического состава и текстурных особенностей ледниковых отложений показывает, что такое подразделение нельзя признать правильным и настало время его пересмотра. Остановимся кратко на формировании собственно-ледников и водно-ледниковых отложений.

Образование собственно-ледниковых отложений не сопровождалось влиянием талых вод, о чем свидетельствуют их гранулометрия и текстурные особенности. К собственно-ледниковым отложениям относятся локальные, напорные и основные морены. Все они по своей гранулометрии относятся к группе смешанных пород. Они характеризуются тем, что все компоненты распределены в моренах более или менее равномерно. Содержание алевритовых частиц в основных моренах составляет обычно 30—40%. Такой гранулометрический состав свидетельствует о том, что перенос обломочного материала происходил в твердом теле ледника, не допуская его сортировки, а лишь истирание до алевритовой фракции, которая в ледниковых отложениях составляет главный максимум. Петрографо-минералогический состав собственно-ледниковых отложений представлен эрратическим и местным материалом, содержание которого максимально в локальных моренах и свидетельствует о большом влиянии на их состав пород ледникового ложа. Местами в верхних горизонтах пород, служивших ложем ледника, наблюдаются нарушения, выраженные в дроблении породы, а в нижней части моренных толщ нередко выражена плейчатость, обусловленная маломощны-

ми линзовидными включениями коренных пород в морену. На контакте с подстилающими породами наблюдаются текстуры захвата, возникающие в результате внедрения пород ложа в виде полос и языков. Неоднократно отмечалась чешуйчатая структура, обусловленная глыбовым скольжением льда и внутренними сколами (Шанцер, 1966). Перечисленные текстуры характерны для локальных морен. Наличие отторженцев и гляциодислокаций типичны для морен напора. Все перечисленные особенности собственно-ледниковых отложений свидетельствуют о том, что ледник передвигался по твердому субстрату, а роль талых вод при отложении морен была незначительна и не нашла отражения ни в текстурах, ни в гранулометрическом составе.

Влияние талых вод отражается на абляционных и селеподобных моренах. Оно фиксируется в изменении гранулометрического, петрографо-минералогического состава и текстурных особенностей.

Абляционные морены состоят из обломочного материала, частично перемытого талыми водами на поверхности ледника (Рухина, 1960). От основных морен, распространенных в тех же районах, где и абляционные, или вскрытых в одном обнажении, они отличаются большей песчаностью, повышенным содержанием валунно-галечного материала, среди которого преобладает эрратический, значительно более выветрелый. По своей гранулометрии абляционные морены приближаются к флювиогляциальным отложениям, но отличаются от них худшей сортировкой, повышенным содержанием алевритовой фракции, типичной для морен, и наличием глинистых частиц. Текстура морен тоже свидетельствует о влиянии на перенос и отложение обломочного материала талых вод. Так, в морене наблюдаются песчаные линзы, нередко с хорошо выраженной косою слоистостью. Уплощенные валуны и гальки располагаются параллельно друг другу и подошве слоя. Все это свидетельствует о том, что образование абляционной морены вызывается в основном не абляцией, а таянием. Причем обломки перебиваются и перемещаются струйками талых вод. Поэтому отложенные абляционные морены мы предлагаем называть потоково-абляционными и относим их к водноледниковым отложениям, поскольку главную роль в их образовании играл ледник, а второстепенную—талые воды. К водно-ледниковым отложениям следует отнести также селеподобные морены. Они сложены в основном несортированным валунно-галечным материалом с песчано-алевритовым заполнителем. Уплощенные валуны и гальки в них располагаются параллельно подошве толщи. По внешнему виду и условиям образования эти морены приближаются к отложениям селей. Они образуются в результате перемещения разжиженного талыми водами кашеобразного моренного материала в виде грязевых потоков. Селеподобные морены распространены преимущественно в краевых ледниковых зонах среди флювиогляциальных отложений (Рухина, 1973). Так же, как и потоково-абляционные морены, они относятся нами к водно-ледниковым отложениям, поскольку в их образовании главная роль принадлежала леднику, а не талым водам.

В краевой ледниковой зоне возрастает роль талых ледниковых вод, а, следовательно, одновременно возрастает количество флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений, а за ее пределами они образуют сплошную зону.

В краевой зоне флювиогляциальные отложения образуют озы, а в предфронтальной зоне—зандры. Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений, слагающих озы как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении меняется в очень широких пределах: от валунника до мелкозернистых песков и алевритов. От собственно-ледниковых и водно-ледниковых (потоково-абляционная и селеподобная морены) отложений флювиогляциальные отложения

отличаются значительно лучшей сортировкой. В некоторых озях отмечена определенная закономерность в изменении гранулометрического состава от «верховьев» к «низовьям», выражающаяся в смене крупнозернистого материала мелкозернистым. Для озев характерна хорошо выраженная слоистость потокового типа. Уплотненные валуны и гальки, так же, как и в водных потоках, падают против течения.

Гранулометрический состав флювиогляциальных отложений, слагающих зандры, тоже варьирует в широких пределах. От отложений, слагающих озы, он отличается пониженным содержанием валунно-галечного материала. Намечается закономерность в изменении гранулометрического состава зандров. В проксимальной их части преобладают грубозернистые отложения, в дистальной—мелкозернистые. Изменение гранулометрического состава в зандрах вызвано непостоянством режима водных потоков, который обусловлен интенсивностью таяния ледника, уклоном предфронтальной зоны и длительностью переноса обломочного материала. Для зандров характерна косая слоистость, круто падающая в проксимальной части и полого падающая, и даже горизонтальная, в дистальной (Микалаускас, 1964; Микалаускас, Гайгалас, Юргайтис, 1966).

Для флювиогляциальных отложений морены являлись лишь материнскими породами, обусловившими петрографо-минералогический состав обломков. Гранулометрический же состав и текстурные особенности свидетельствуют о том, что перенос и отложение материала происходило в потоках. Поэтому их с полным правом надо переименовать в гляцио-флювиальные, подчеркивая значение потоков, и относить к ледниково-водным, акцентируя в их образовании главную роль воды. По тем же причинам к ледниково-водным надо относить и озерно-ледниковые отложения. Ледник служил лишь источником обломочного материала, поэтому влияние ледника сказывается лишь на петрографо-минералогическом составе обломков и на частичной их транспортировке. Гранулометрический же состав и текстурные особенности озерно-ледниковых отложений свидетельствуют об отложении материала в водоемах.

Характер озерно-ледниковых отложений, или правильнее ледниково-озерных, зависит, как известно, от многих факторов: размера водоема и его глубины, рельефа прилегающей суши и дна, конфигурации береговой линии, количества обломочного материала, приносимого выпадающими в него потоками, наличия или отсутствия течений, т. е. главное влияние оказывает озерный бассейн. Степень сортировки озерно-ледниковых отложений изменяется в зависимости от размера водоема, отсутствия или наличия сильных волнений и других факторов. Тем не менее эти отложения характеризуются хорошей сортировкой, типичной для бассейновых отложений. Она нарушается включением галек и валунов, вытаявших из айсбергов, что характерно для ледниково-озерных отложений, и линзами плохосортированного моренного материала. Великолпно выраженная, преимущественно горизонтальная слоистость, часто ленточная, или слоистость типа знаков ряби, широко распространенная среди ледниково-озерных отложений, так же свидетельствует об отложении обломочного материала в водоеме. Поэтому правильнее называть «озерно-ледниковые» отложения ледниково-озерными и отнести их к группе ледниково-водных.

Таким образом, если в основу подразделения отложений, связанных с оледенением, положить влияние ледника и воды, то надо выделить следующие три группы: собственно-ледниковые, водно-ледниковые и ледниково-водные. В собственно-ледниковые входят локальные, напорные, и основные морены; в водно-ледниковые—потоково-абляционные и селе-

вые морены; в ледниково-водные—гляцио-флювиальные и ледниково-озерные. Такое подразделение более полно отражает генезис отложений, чем подразделение на собственно-ледниковые и водно-ледниковые, существующее в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

- Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Тр. АН СССР, вып. 3. «Наука», М., 1966.
- Лаврушин Ю. А.* Отражение динамики движения ледника в строении донной морены. «Литология и полезные ископаемые», № 1, 1970.
- Рухина Е. В.* Литология моренных отложений. Изд. ЛГУ, 1960.
- Рухина Е. В.* Литология ледниковых отложений. «Недра», Л., 1973.
- Микалаускас А. П.* Геоморфолого-структурные особенности флювиогляциальной террасы Гаруная и зандра, граничащего с долиной р. Вокс. Тр. АН Лит. ССР, сер. Б 3(38), 1964.
- Микалаускас А. П., Гайгалас А. И., Юргайтис А. А.* Геоморфолого-структурные особенности Яшюнского зандра. Тр. АН Лит. ССР, сер. Б, 4(47), 1966.

С. В. ЯКОВЛЕВА

ЗАДАЧИ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ВАЛУНОВ

Несмотря на широкое распространение ледниковых отложений (основных морен) на севере Советского Союза и их большое значение для решения вопросов стратиграфии четвертичных отложений, изучения геологического строения областей, покрытых мощной четвертичной толщей, болотами и обширными водоемами, что тесно связано и с поисками полезных ископаемых путем прослеживания конусов рассеивания валунов рудоносных пород, морены до сих пор остаются еще слабо изученными в отношении их литологического состава. Значение же этих исследований трудно переоценить.

Действительно, состав морены определяется сочетанием природных условий в области зарождения и распространения ледниковых потоков, условий переноса захваченного ледником материала и его отложения. Только зная основные параметры, характеризующие литологический состав морен, можно решать вопрос об их питающих провинциях, о путях и длительности переноса и их изменениях, проводить параллелизацию морен из различных районов, устанавливать их разновозрастность и использовать их таким образом для целей стратиграфического расчленения четвертичных отложений. Попутно можно выявить ледниковые потоки, каждый из которых отлагал морену особого состава, и получить сведения о положении главных и второстепенных ледоразделов.

Наиболее быстрый, простой и дешевый способ изучения состава морен и определения направления движения отложивших их ледников— это подсчет валунов* по их петрографическому составу, выявление валунов руководящих пород и замер ориентировки удлиненных обломков в морене, что требует от исследователя элементарного знания петрографии и, прежде всего, тех областей, из которых происходил привнос материала ледником. Если наблюдатель владеет этими сведениями и одновременно делает замеры ориентировки валунов в толще морены, он получает представление о путях движения ледника непосредственно в поле и ограничивается лишь сбором небольшой коллекции образцов для определения некоторых пород специалистом—петрографом или палеонтологом (в случае нахождения в валунах остатков органического происхождения).

Различные методы изучения ледниковых валунов неоднократно описывались, поэтому останавливаться на этом нет необходимости. Одним из самых распространенных методов является сбор валунов из

* Для удобства изложения, под валунами в данной статье подразумеваются все обломки пород, заключенные в морену и достигающие размера не менее 2 см.

определенного объема морены. Нами был принят эталон в 0,25 м³ морены, что дает достаточное число валунов для характеристики сообщества и степени насыщенности морены крупными фракциями. Ввиду трудоемкости этого метода, мы перешли затем к сбору определенного числа валунов (400, а позднее 200 шт.) из морены, а количество обломочного материала определяли ориентировочно.

Многие геологи использовали группы валунов, происходящих из определенных областей питания, сводя их в относительные числа и выделяя различные коэффициенты соотношения некоторых пород. Выделение подобных групп делалось еще в начале нашего века (Калькер, Петерсен, Корн), но особенное развитие оно получило в Дании. Хеземанн, учитывая возможное отсутствие валунов, установленных для района групп, предложил использовать все валуны, для которых можно определить родину.

В процессе этих исследований выяснилось, что обломки в морене ложатся длинной осью по направлению движения ледника. Поэтому в помощь качественно-количественному изучению валунов начали замечать ориентировку удлиненных обломков, как наиболее четко отражающих направление пути ледникового потока. Дальнейшие наблюдения показали, что подобное расположение частиц свойственно также мелкозерному морену и даже зернам глетчерного льда (Koerner, 1968).

Заметим, что на закономерное расположение обломков в морене указывали еще в прошлом веке (Кропоткин, 1876). Особенно много было сделано в этом направлении в 30—40-ые и последние годы (Andrews, 1970; Krüger, 1970; Penny and Catt, 1967 и др.). К настоящему времени эти исследования стали необходимой частью изучения литологического строения морен.

Изучение состава морены иногда затрудняется сильной выветрелостью пород, из которых она образовалась. Поскольку ледник отрывает в первую очередь обломки пород, находящихся на поверхности и потому подвергшихся выветриванию, среди валунов очень часты выветрелые разности, а иногда и просто обломки коры выветривания. При прохождении ледника по выходам рапакиви морена обогащается, кроме его обломков, также крупными кристаллами микроклина, выпавшими при распаде рапакиви, чрезвычайно легко поддающегося выветриванию (по фински «рапа» — гнилой, «киви» — камень). Это искажает процент участия обломков рапакиви в морене.

Валуны пород, в состав которых входит много железа и марганца, покрываются лаковой коркой, подобной загару пустыни. Их необходимо раскалывать для получения свежего излома. Интересные сведения о степени выветрелости валунов из морен разного возраста были приведены для Антарктики (Mercer, 1968). Валуны гранита, связанные с более древним оледенением, оказались с поверхности ожелезненны (что привело к изменению их цвета) и покрыты кавернами; валуны из морены средней фазы оледенения были слабо ожелезнены и лишены углублений, а наиболее молодой — свежие или очень слабо затронуты выветриванием. Факты увеличения степени выветрелости морен с возрастом очень многочисленны, но иногда сильное выветривание наблюдается и в молодых моренах, лежащих на самой поверхности и длительное время подвергавшихся воздействию атмосферных агентов.

Исследования последних лет показали, что в природе нередки разрезы, в которых разновозрастные морены лежат непосредственно друг на друге, без ясного перерыва и только при изучении их литологического состава удается это обнаружить. К таким признакам относятся горизонты выветривания и облессования, образовавшиеся на более древней морене во время последовавшего за ее отложением перерыва, или

горизонты скопления валунов, так называемые «каменные подошвы», в которых обломки часто огранены ветром. Подобное явление наблюдалось в скважине д. Масляная Гора, на востоке Ленинградской области, близ г. Пикалево. Нижняя морена достигает там 96 м. На глубине 28 м от ее поверхности намечается горизонт облёссования, мощностью в 0,5 м, содержащий меньше валунов, чем морена, залегающая выше и ниже него. Не исключена возможность, что этот горизонт отвечает времени отступления ледника и верхняя и нижняя толщи морены не одновозрастны.

С валунным методом тесно связан метод петрографического изучения фракции 1—0,5 см, т. е. отдельных минералов и мельчайших обломков пород. Он был разработан в Латвии А. Дрейманисом (Dreimanis, 1939) и В. А. Перконсом (1955), давшими описание его техники. Этот метод требует более значительной камеральной обработки, чем валунный, но все же он сравнительно прост и дает хорошие результаты при учете особенностей отдельных питающих провинций.

В моренах, получаемых из кернов скважин, редко удается собрать достаточное число валунов для их полной петрографической характеристики и очень трудно определить их ориентировку. Поэтому для них делается упор на изучение мелкозема морен, требующее гранулометрического и минералогического анализов и изготовления специальных ориентированных шлифов, что сильно усложняет работу и связывает исследователя с лабораторной обработкой (Seifert, 1954; Sitler, 1968). Изложение этой методики не входит в задачи данной работы. Отметим, что в настоящее время среди съемщиков наблюдается тенденция заменять полевое изучение валунов в моренах сбором ее образцов для минералогического анализа. При этом результаты определений приводятся в отчетах, но без выводов, лишая смысла проделанную работу. К тому же эти анализы проводятся лабораториями не всегда для одной фракции и единым методом, что затрудняет (или делает невозможной) интерпретацию их.

Если для изучения валунов необходимо знакомство с типами горных пород, развитых по пути ледника, то для выводов по результатам минералогического анализа требуется знание минералогического состава этих пород, что часто не дает критерия для разграничения отдельных питающих провинций. Хорошие результаты получаются при резком различии состава морен, например, связанных с новоземельским и скандинавским центрами оледенения (Рудовиц, 1955).

Переходя к вопросу о тенденции ледника двигаться рельефу ложа, надо сказать, что сейчас это уже не требует доказательств. С помощью изучения ориентировки валунов доказано также обтекание им возвышенностей. Для западной части Русской равнины установлено несколько основных направлений стока ледников из Финляндии, Карелии и Кольского п-ова. Они следовали по впадинам Белого моря с его заливами, Онежскому и Ладожскому озерам и Финскому заливу (Яковлева, 1966). Кроме того, выявляются второстепенные потоки, например, лужский и невский на западе Ленинградской области, поток по Выг-озеру в Карелии. Ладожский поток, по-видимому, не был вполне монолитен и двигался в виде смежных языков—в восточной части к юго-востоку, а в центральной и западной—к югу.*

Стремление ледника двигаться по впадинам облегчает задачу изучения геологического строения дна этих депрессий. Подобные наблюдения делались уже давно. Некоторые авторы сводили накопившийся материал, составляли карты геологического строения отдельных частей моря (Veltheim, 1962 и др.), но большинство геологов просто описывало находки валунов, неизвестных на суше пород и, прослеживая конусы их

рассеивания, устанавливало расположение их материнской породы на дне. Таким путем было обнаружено залегание красного и бурого балтийских порфиоров к югу от Анландских островов, рапакиви и иотнийского песчаника на дне Ботнического залива к югу от Кваркена и в районе Оланда, палеозойских песчаников и карбонатных пород в разных местах дна Ботнического залива и Балтики, мезозойских пород в юго-восточной части Балтики.

Нами было высказано предположение о распространении выборгского рапакиви к югу от Выборга, кембрийского песчаника в южной части восточного отрезка Финского залива (Яковлева, 1966). Для Ладожского озера удалось установить залегание в северной его части эффузивных пород и протерозойских кварцито-песчаников и песчаников (Яковлева, 1972); предполагается нахождение кварцито-песчаников петрозаводской и шокшинской серий среднего протерозоя на дне прилегающей части Онежского озера и песчаников терской свиты на дне Белого моря у южного побережья Кольского п-ова.

В результате изучения ледниковых валунов из древне-ледниковых толщ Русской равнины подтверждено отклоняющее влияние на скандинавский щит новоземельского ледника, так как валуны в этой морене ориентированы длинной осью на северо-восток. Это явление наблюдалось на северном побережье п-ова Канина и в ядрах друмлинов на п-ове Заонежье в морене, слагающей ядра друмлинов, окаменелой и заключающей валуны исключительной степени выветрелости.

Проникновение ледника московского оледенения до бассейна Печоры установлено работами Ю. С. Рудовица, И. И. Краснова, Г. В. Матвеевой и др. Для более молодых оледенений все резче сказывалась зависимость движения льда от рельефа. Впадина Онежского озера направляла мощный поток уже во время московского оледенения, который достигал бассейна средней Волги. Он же существовал и во время последующих оледенений. Такова же была роль Ладожского и Чудского озер.

В процессе всех упомянутых исследований были выявлены новые типы руководящих валунов, пополнившие уже имевшиеся ранее списки. Таковы достижения, полученные с помощью валунного метода изучения ледниковых толщ.

Следует также сказать о поисках полезных ископаемых путем прослеживания конусов рассеяния ледниковых валунов. С их помощью было открыто большинство месторождений рудоносных пород Финно-скандии и Канады (Саурамо, Лундквист, Дрейманис и др.). У нас они начали применяться В. М. Тимофеевым в 30-ых годах в Карелии. Методика их разрабатывалась Н. И. Апухтиным, под руководством которого велись поиски в 50-ых годах. Очень плодотворными оказались подобные исследования В. С. Старосельцева в горах Путорана, на севере Сибири.

Как видно из всего сказанного, задачи, стоящие перед исследователями вещественного состава ледниковых толщ, очень велики. По своей широте они выходят далеко за пределы рамок геологии четвертичных отложений и связаны с вопросами как большого научного, так и практического значения, способствуя детализации геологического картирования и поискам полезных ископаемых в областях бывшего оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Кропоткин П. А., Исследование о ледниковом периоде. Записки Русского Географического общества, том VII. СПб., 1876.

- Перконс В. А.* Петрографический метод изучения морен. «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений (часть 2). Госгеолтехиздат. М., 1955.
- Рудовиц Ю. Л.* Минералогический метод стратиграфического расчленения морен. В кн.: «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений» (ч. 2). Госгеолтехиздат. М., 1955.
- Яковлева С. В.* Главнейшие пути распространения молодых оледенений на Северо-Западе Русской равнины по данным литологического изучения морен. В сб.: «Современный и четвертичный континентальный литогенез». «Наука». М., 1966.
- Яковлева С. В.* О распространении обломков пород салминской свиты со дна северной части Ладожского озера. В сб.: «Вопросы геоморфологии и геологии антропогена на севере Европейской части СССР». Изд. Карельского филиала АН СССР. Апатиты, 1972.
- Andrews J. T. and Smith D. J.* Statistical analysis of till fabric methodology, local and regional variability. Quarterly Journal of the Geological Society of London, № 500, vol. 125, part 4. London, 1970.
- Dreimanis A.* Eine neue Methode der quantitativen Geschiebeforschung hatvijas Universitates Geologijas Instituta Raksti, Bd. 71. Riga, 1939.
- Koerner R. M.* Fabric analysis of a core from the Meighen Ice Cap, Northwest Territories, Canada, Journal of Glaciology, vol. 7, № 51, 1968.
- Krüger J.* Till fabric in relation to direction of ice movement. Geografiska Tidsskrift, Bd. 69, Hf. 2. Copenenhågen, 1970.
- Mercer J. H.* Glacial geology of the Reedy Glacier Area, Antarctica. Bull. of the Geological Society of America, vol. 19. № 4. Washington, 1970.
- Penny L. F. and Catt J. A.* Stone orientation and other structural features of tills in East Yorkshire. Geological Magazine, vol. 104, № 4. London, 1970.
- Seifert G.* Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild des Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld Meyniana, Bd. 2. Kiel, 1954.
- Sitler R. F.* Glacial till in oriented thin Section, Proceedings, International Geological Congress 23 rd, Section 8. Prague, 1968.
- Veltheim V.* On the pre-quaternary geology of the bottom of the Bothnian Sea. Bull. de la commission géologique de Finlande, № 200. Helsinki, 1962.

А. А. ЧИСТЯКОВ

О ФАЦИЯХ ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ, ФОРМИРУЮЩИХСЯ У ПЕРЕМЫЧЕК

Аллювий равнинных рек, текущих в широких долинах, выполненных рыхлыми отложениями, формируется в зависимости от гидродинамических особенностей потоков, на которые практически не влияют такие факторы, как строение склонов, привнос обломочного материала притоками и т. п. В узких ущельях горных рек такого рода внешние факторы, наоборот, часто оказывают существенное влияние на гидродинамическую обстановку накопления аллювия. Наиболее значительные изменения гидродинамического режима горных потоков наблюдаются у различного рода перемычек, перегораживающих горные долины.

По своему происхождению перемычки могут быть разделены на четыре основных группы: 1) обусловленные геологическим строением коренных пород (литологические, структурные, структурно-литологические); 2) сформированные в результате аккумуляции (обычно очень быстрой) в долине горной реки четвертичных отложений различного генезиса (гляциальные, осыпные, обвальные, оползневые, селевые, пролювиальные и т. п.); 3) вулканогенные, перегораживающие долины горных рек продуктами вулканических извержений; 4) неотектонические, образовавшиеся вследствие новейшего развития, как складчатых, так и разрывных структурных элементов. Очень часто встречаются перемычки смешанного происхождения, возникающие под воздействием нескольких факторов, например, сейсмообвальные, сейсмооползневые и т. п. (Костенко, 1960, 1970; Чистяков, 1959, 1967).

По характеру воздействия на гидродинамический режим горных потоков, а следовательно и на формирование горного аллювия, все отмеченные выше перемычки можно подразделить на три типа: перегораживающие, или плотинные, суживающие и струенаправляющие. К перегораживающим, или плотинным, относятся перемычки, формирующиеся очень быстро (обвальные, сейсмообвальные, оползневые, селевые, сеймотектонические, вулканогенные и т. п.) и полностью перегораживающие, пусть даже на очень короткий срок, русло горной реки с образованием подпружного озера и кривой подпора, распространяющейся на значительное расстояние вверх по течению. Даже при наличии стока через перегораживающую перемычку гидродинамический режим горных рек перед ними меняется крайне резко. В зоне выклинивания подпора бурные потоки переходят в обычные, течение на подпруженном участке резко замедляется, часто оно становится круговым и даже обратным. До размыва или занесения перед перегораживающими перемычками отлагаются все влекомые наносы и значительная часть взвешенных, которые формируют специфические отложения фации

подпруживания. Ниже перегораживающих перемычек при занесении воронок размыва нередко формируются очень своеобразные отложения фации природных экранов.

Суживающие перемычки уже не перегораживают русла горных рек, а только приводят к их сужению в различной степени. К ним относятся главным образом литологические и структурно-литологические перемычки, а также сужения русел, образованные осыпями, моренами, конусами выноса притоков и т. п. Довольно часто перегораживающие перемычки после их размыва превращаются в суживающие. Сужение русел под воздействием различных факторов вызывает существенные изменения гидродинамического режима горных потоков. Скорости течения на суженных участках значительно возрастают, многорукавные русла сосредотачиваются в единый бурный поток, и крупность отлагающихся наносов намного увеличивается. Во время паводков суживающие перемычки также вызывают подпор горных потоков, правда, намного меньший по сравнению с перегораживающими перемычками, но который все же приводит к отложению части влекомых и взвешенных наносов и формированию фации подпруживания. Ниже суживающих перемычек в расширениях долин обычно происходит разгрузка наносов, в особенности влекомых, и возможно формирование фации природных экранов.

Третий тип перемычек—струенаправляющий—имеет наиболее широкое распространение на горных реках. Они представляют собой выступы берегов разной формы и размеров, образовавшиеся под воздействием различных факторов (литологических, структурных, экзогенных и т. п.). Струенаправляющие перемычки не приводят к существенному сужению русел, и их воздействие на горный поток сводится только к изменению направления течения, часто довольно резкому, и небольшому подпору на подходе к ним. Их экранирующее воздействие также невелико. Однако изменения гидродинамического режима у струенаправляющих перемычек оказывает весьма ощутимое воздействие на характер перемещения и отложения наносов.

Наиболее полное развитие фация подпруживания получает у перегораживающих перемычек. После формирования перегораживающей перемычки перед ней образуются две основные фациальные обстановки с резко отличным гидродинамическим режимом. К первой относится зона выклинивания подпора, где бурные потоки, теряя скорость, переходят в обычные, часто с прыжковым сопряжением. Быстродвигающиеся, преимущественно крупные фракции донных наносов, попадая сюда, начинают интенсивно откладываться, формируя пестрые по фракционному составу отложения субфации зоны выклинивания подпора, образующие в рельефе аккумулятивные формы в виде гряд или небольших подводных дельт. Вторая, или собственно подпрудная фациальная обстановка образуется между зоной выклинивания подпора и перемычкой, где течение резко замедляется, часто становится круговым и даже обратным. Уменьшение скоростей вплоть до нулевых значений, а также крупности наносов обычно происходят постепенно по направлению к перемычке. Вторая фациальная обстановка характеризуется весьма слабой транспортирующей способностью потока, интенсивным выпадением мелких взвешенных наносов, преимущественно песчаных фракций, формирующих отложения собственно подпрудной субфации, мощность которых прямо пропорциональна высоте перемычки. Следует отметить, что перед низкими перегораживающими перемычками, создающими напор в 3—4 м, отложения собственно подпрудной субфации могут отсутствовать вследствие полного транзита взвешенных наносов через перемычку. Так как в паводок и межень взвешенные наносы обычно имеют разный

фракционный состав, отложения подпрудной субфации характеризуются четкой горизонтальной слоистостью и плохой сортированностью. В их минералогическом составе обычно преобладают легкие минералы, которые легко переходят во взвешенное состояние.

С течением времени, обычно довольно быстро, верхняя неподпертая зона постепенно наступает на подпертую, и гряда или дельта из грубых влекомых наносов субфации зоны выклинивания подпора достигает перемычки, погребая под собой мелкозернистые отложения собственно подпрудной субфации.

Как типичный пример отложений фации подпруживания можно привести разрез отложений верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан в 1 км ниже по течению от сел. Хайриват. В основании этого разреза, расположенного непосредственно выше древней обвально-осыпной перегораживающей перемычки, залегают пески зеленовато-серого цвета, кварц-полевошпатовые, с отчетливой горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием тонких прослоев различного гранулометрического состава (рис. 1). По отдельным прослоям пески меняются от тонких, глинистых разностей до грубозернистых, гравийных с включениями мелких галек. Такое достаточно ритмичное чередование прослоев песков различного фракционного состава, по всей вероятности, отражает сезонные колебания расходов древнего Зеравшана. Накопление наиболее грубых фракций происходило в паводки, а тонких—в межень, когда транспортирующая способность потоков резко уменьшалась. Пески состоят в основном из зерен кварца прозрачного, реже молочно-белого и серого, большей частью угловатой формы, с максимальным размером до 2 мм, а также розового и белого полевого шпата неправильной формы. Реже встречаются зерна сланцев серого, серовато-зеленого и черного цветов и темнокоричневые пластинчатые зерна биотита. Видимая мощность песчаных отложений собственно подпрудной субфации около 5 м. В самой верхней части слоя песков горизонтальная слоистость меняется на карманообразную, волнистую (рис. 1), по-видимому, образовавшуюся под воздействием вальцов, часто возникающих перед фронтальными частями аккумулятивных гряд зоны выклинивания подпора. Отложения такой гряды, представленные пестрыми мелкими и средними галечниками с большим количеством гравия и песков, являющихся заполняющим веществом, залегают на песках подпрудной субфации. Еще выше залегают валунно-галечниковые отложения фации основных русел, сформировавшиеся уже после ликвидации подпора.

Ниже перегораживающих перемычек, являющихся крупными природными экранами, также создаются весьма специфические гидродинамические условия, вызывающие резкие изменения в характере накопления горного аллювия. Хотя экранирующее воздействие перегораживающих перемычек распространяется вниз по течению на гораздо меньшее расстояние, чем подпруживающее—вверх по реке, оно приводит к формированию весьма своеобразных аллювиальных отложений.

После образования перегораживающей перемычки ниже нее начинаются интенсивные местные и общие размывы, которые возникают вследствие недогруженности потока наносами, в особенности влекомыми, задерживаемыми перемычкой. Глубинная эрозия сначала развивается на участке непосредственно ниже перемычки и лишь затем трансгрессивно распространяется вниз по течению. Наблюдения ниже искусственных плотин на горных реках показали, что скорость продвижения «переднего фронта» трансгрессивной эрозии может достигать нескольких десятков километров в год (Федоров, 1969).

Наносы, образующиеся в результате местного размыва, как правило, не переносятся на значительное расстояние и откладываются не-

сколько ниже перемычки, часто формируя довольно большие отмели. В процессе формирования воронок размыва непосредственно за перемычкой происходит их естественная отмостка наиболее крупными обломками, что является важным фактором, сдерживающим дальнейший размыв. Поэтому на дне воронок размыва почти всегда формируется различный по мощности слой из хорошо окатанных крупных обломков, вплоть до

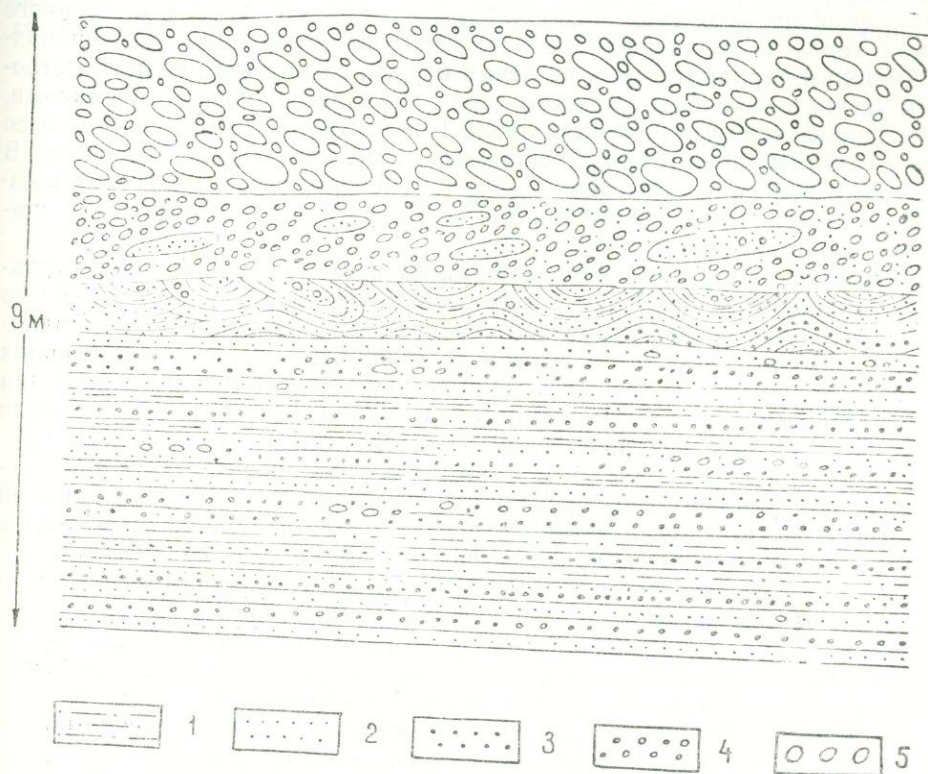


Рис. 1. Отложения фации подпрудивания в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Зеравшан у сел. Хайриват:
1—пески тонкозернистые, глинистые; 2—пески среднезернистые; 3—пески грубозернистые, гравийные; 4—мелкие и средние галечники; 5—крупные валунные галечники.

валунных. Хорошая окатанность обломков является следствием их кругового движения и истирания внутри воронки размыва.

Довольно быстро через перегораживающую перемычку начинают поступать в постепенно увеличивающихся количествах сначала взвешенные, а после выполнения подпертого объема и влекомые наносы, которые, в первую очередь, заносят воронки местного размыва и близлежащие участки общего размыва. На слое из грубых обломков естественной отмостки начинают откладываться взвешенные наносы преимущественно песчаных, реже глинистых фракций, которые и формируют отложения фации природных экранов. Их отложение происходит на спаде паводков и в межень, когда гидродинамическая обстановка в воронках размыва является наиболее спокойной. Мощность горизонтально-, а иногда спиралевидно- или наклонослоистых мелкозернистых отложений фации природных экранов может достигать, в зависимости от глубины местных размывов, 10—12 и более метров.

После выполнения подпертого объема через перемычку начинают поступать грубые влекомые наносы, которые и перекрывают отложения

фации природных экранов. Контакт между ними в большинстве случаев прослеживается на высоте экрана, т. е. гребня занесенной перегораживающей перемычки.

Отложения фации природных экранов имеют широкое распространение в террасах Зеравшана, где эта фация и была впервые выделена (Чистяков, 1959), и других горных рек. Наиболее яркий разрез отложенной фации природных экранов наблюдается в сел. Айни у шоссе моста через р. Зеравшан в разрезе верхнеплейстоценовой (III-ей надпойменной) террасы. Здесь, на левом берегу, за крутым двадцатиметровым уступом цоколя, сложенного крепкими палеозойскими песчаниками, прослеживается очень крупная линза горизонтально-слоистых песков со значительным количеством гравийных и мелкогалечных прослоев. В нижней части линзы прослеживается слой светло-серых суглинков мощностью до 2 м. Ниже по течению в 50—60 м пески постепенно замещаются галечниками.

Суживающие перемычки, главным образом литологические и структурно-литологические, а также экзогенные, кроме сужения русел часто оказывают на горные потоки подпруживающее и экранирующее влияние, особенно во время паводков. В меженное время у суживающих перемычек, как правило, не наблюдается значительных изменений гидродинамической структуры потоков, кроме некоторого увеличения скоростей и глубины. При повышении горизонтов и расходов воды происходит подпор, приводящий к уменьшению уклонов и скоростей течения непосредственно выше суживающей перемычки. Падение скоростей вызывает сокращение, а иногда и почти полное прекращение расходов донных наносов в пределах перемычек во время паводков. Наносы интенсивно отлагаются на подпертом участке, расположенном непосредственно выше перемычки, и практически перестают поступать в ее пределы. Лишь при спаде паводковых вод, когда на подпертом участке начинает восстанавливаться свободный скоростной режим, в пределах суживающих перемычек расходы наносов быстро возрастают.

В пределах самих суживающих перемычек, из-за уменьшения ширины русел, скорость и глубина горных потоков резко увеличиваются, что повышает их транспортирующую способность. Вследствие этого в стесненных руслах перемычек может формироваться в основном только самый грубый валунно-галечниковый аллювий однорукавных русел, намного более крупный по сравнению с русловым аллювием расширенных участков, расположенных выше и ниже перемычек.

Так как суживающие перемычки оказывают значительное подпруживающее воздействие на горные потоки, в основном только при паводковых расходах, накопление отложений фации подпруживания происходит преимущественно в паводковый период и не в руслах, а на поймах.

Перед крупными выступами суживающих перемычек на залитой поверхности горной поймы могут образоваться зоны с резко замедленным обратным, циркуляционным течением, где становится возможным отложение части взвешенных наносов. Так, например, на р. Зеравшан, у сел. Иоры, перед суживающей перемычкой по правому берегу во время максимума ледникового паводка на залитой пойме наблюдалась крупная заводь с относительно медленным круговым течением (рис. 2), в которой отлагались пески вплоть до тонкозернистых. Интересно также отметить, что здесь же, у левого берега, за небольшим выходом скальных пород в русле образовался экранированный узкий, вытянутый остров, сложенный песчано-галечниковыми отложениями.

Суживающие перемычки часто бывают образованы конусами выноса или моренами боковых притоков, а также селями, обвалами и осыпями. Эти сужения большей частью носят периодический характер, так

как обычно быстро размываются рекой. Но они могут быть вновь образованы на том же самом месте. Перед такого рода «периодическими» суживающими перемычками могут создаваться благоприятные условия для формирования мелкозернистых отложений фации подпруживания.

Такие отложения наблюдались нами по правому берегу Зеравшана, западнее сел. Хушикат, в узкой долине с крутыми склонами, покрытыми движущимися осыпями. Здесь, над дорогой, в толще древних осыпных

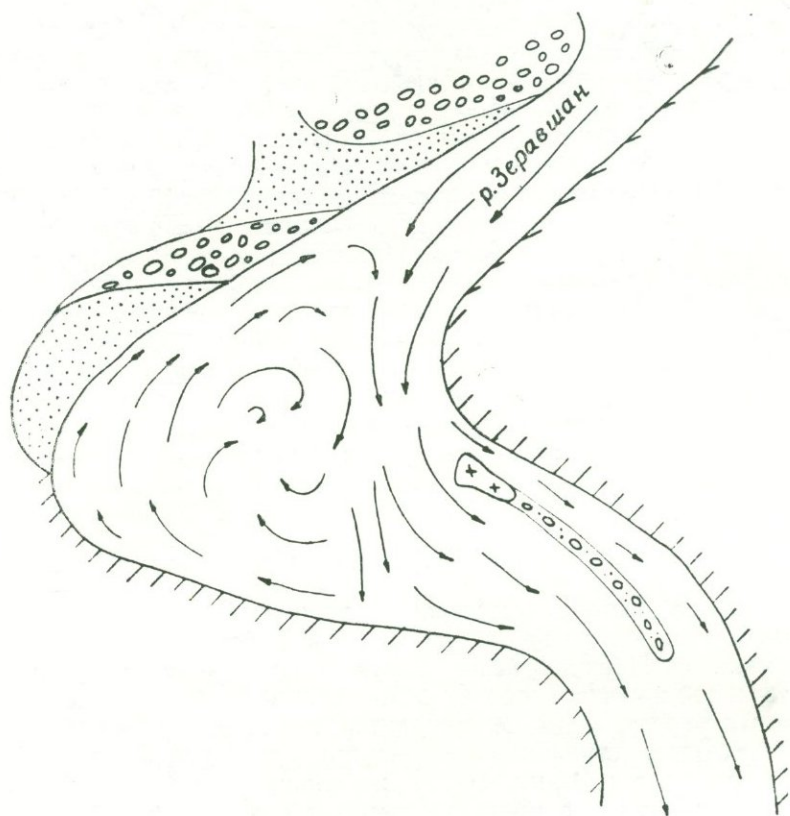


Рис. 2. Заводь на Зеравшане перед Иоринской суживающей перемычкой.

склоновых отложений, представленных разнообразными по величине (от 1—2 до 20—30 см) почти неокатанными обломками палеозойских песчаников и сланцев, скрепленными древесно-суглинистой массой, прослеживаются аллювиальные пески, средне- и мелкозернистые, темно-серые, горизонтально-слоистые, кварц-полевошпатовые с большим количеством темноцветных минералов, залегающие в виде крупных линз (рис. 3). Совершенно очевидно, что эти линзы песков образовались в результате подпруживания Зеравшана древними осыпями. От последующего размыва они были защищены слоем отмостки мощностью до 1,5 м, сложенным крупными полуокатанными валунами, переотложенными из осыпей на очень короткое расстояние. Слой отмостки перекрывается отложениями фации разбросанных русел, представленными хорошо окатанными средними и мелкими галечниками. Выше по разрезу аллювиальные отложения сменяются гравитационными.

Этот пример убедительно показывает, что даже в узких ущельях крупные движущиеся осыпи могут образовывать периодические суживающие перемычки, перед которыми могут формироваться мелкозернистые отложения фации подпруживания.

Обнажение аллювиально-гравитационных отложений на правом берегу Зеравшана западнее сел. Хушикат

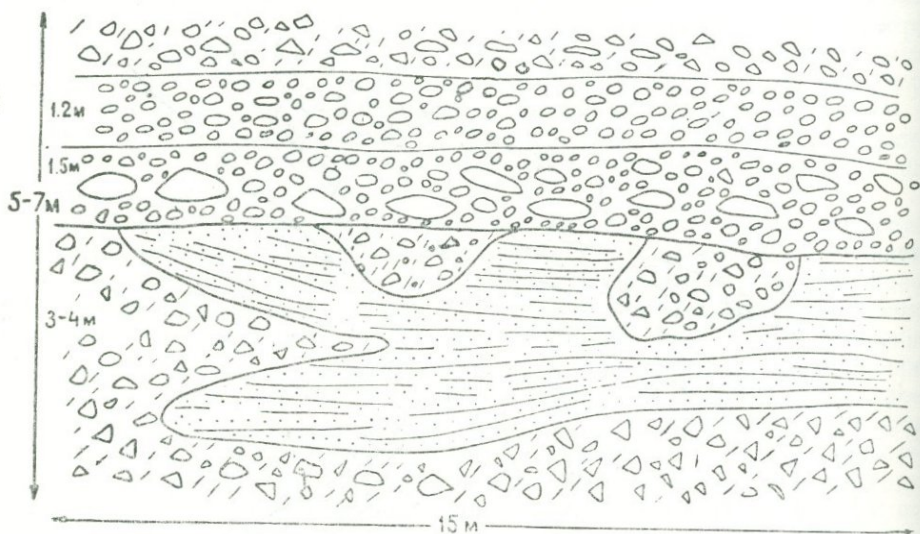


Рис. 3. Отложения фации подпруживания у сел. Хушикат.

Изменение гидродинамического режима у струенаправляющих перемычек оказывает весьма ощутимое воздействие на характер отложения наносов. Прежде всего струенаправляющие перемычки, как правило, в той или иной степени отжимают основное течение к противоположному берегу, куда перемещается стрежень потока и стрежевая фация. Смещение стрежня, особенно при легко размываемых берегах, нередко приводит к формированию небольших излучин, в пределах которых происходит существенное изменение гидродинамической структуры потока.

Кроме того, на подходе к струенаправляющим перемычкам образуется подпор, сопровождающийся повышением горизонта воды и уменьшением продольной скорости течения, что приводит к осаждению здесь более мелких наносов по сравнению с другими частями русла. В результате такого отложения наносов относительно тонких фракций происходит формирование своеобразной фации подпруживания струенаправляющих перемычек, образующейся в результате отклонения основного течения к противоположному берегу. Гранулометрический состав отложений этой фации довольно разнообразен — от разнозернистых, обычно плохо сортированных песков и гравия до галечников, относительно более мелких по сравнению со стрежневыми.

В воронках размыва, образующихся под воздействием струенаправляющих перемычек, как и в плесовых понижениях дна русла во время паводков, происходит интенсивный размыв и отмостка наиболее грубым обломочным материалом (большей частью валунным или крупногалечниковым). Наиболее интенсивная естественная отмостка происходит при размыве отложений различного гранулометрического состава, в

частности современного и более древнего горного аллювия. При движении внутри воронки размыва крупные обломки могут постепенно измельчаться и выноситься за ее пределы. На спаде паводков вследствие уменьшения скоростей течения из воронок размыва будет выноситься все более и более мелкий обломочный материал. В межень они часто уже являются застойными зонами с весьма замедленным течением, где может происходить отложение сравнительно тонких песчаных осадков.

Выполнение воронок размыва, формирующихся у струенаправляющих перемычек, обломочным материалом, с уменьшающейся крупностью вверх по разрезу, наблюдалось нами на многих горных реках.

Экранирующее воздействие струенаправляющих перемычек по сравнению с подпруживающим гораздо более значительное, вследствие чего фации природных экранов являются для них весьма характерными и имеют широкое распространение, как в современном, так и более древнем аллювии. Расстояние, на которое распространяется экранирующее воздействие струенаправляющих перемычек и где в образующихся «мертвых» зонах возможно накопление мелких осадков фации экранов, зависит от их размеров, формы, ориентировки к направлению течения и т. п. Большое значение имеет также радиус кривизны струенаправляющих перемычек. При прочих равных условиях (длине, шероховатости и т. п.) резкие и узкие выступы берега оказывают значительно большее влияние на гидродинамическую структуру горных потоков по сравнению с более широкими выступами плавных, мягких очертаний.

Отложения фации природных экранов струенаправляющих перемычек обычно представлены песчано-гравийными линзами различных размеров, залегающими в толще грубых валунно-галечниковых русловых

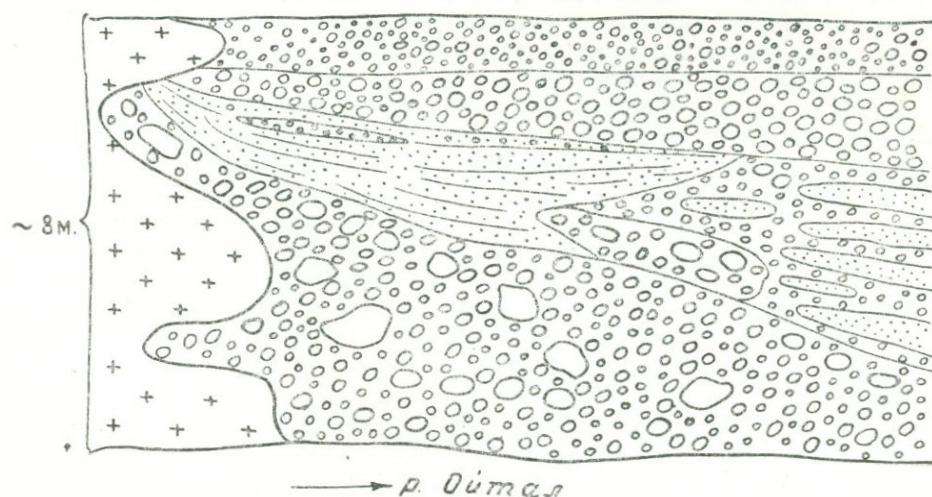


Рис. 4. Отложения фации природных экранов в разрезе верхнеплейстоценовой террасы р. Ойтал.

отложений. В качестве характерного примера можно привести разрез верхнеплейстоценовой террасы р. Ойтал (Алайский хр.) ниже одноименного селения. Здесь, за выступом цоколя из палеозойских пород (рис. 4), над урезом воды обнажаются отложения фации основных русел, представленные крупными галечниками и валунами до 50—60 см в поперечнике из палеозойских известняков и песчаников. Над ними залегают

линза песков мощностью до 1 м и длиной до 5—6 м, относящихся к типичной фации природных экранов. Пески темно-серые, разнозернистые, кварц-полевошпатовые с большим количеством темноцветных минералов. Для них характерна четкая пологонаклонная и горизонтальная слоистость. Ниже по течению линза песков переходит в толщу чередующихся между собой слоев гравия, крупнозернистых песков и мелкой гальки. Примерно на расстоянии в 20—25 м экранирующее воздействие заканчивается, и весь разрез террасы р. Ойтал представлен крупными галечниками и валунами.

Таким образом, различного рода перемычки, в особенности перегородивающие, вызывают существенные изменения гидродинамического режима горных потоков. Это приводит к формированию у них своеобразных фаций подпруживания и природных экранов, как правило, представленных сравнительно мелкими песчано-гравийными отложениями. Отложения фации подпруживания озерного облика представляют интерес для споро-пыльцевого анализа и могут быть использованы как строительные пески.

ЛИТЕРАТУРА

- Костенко Н. П.* «Перемычки» в долинах горных рек. Изв. высш. учебн. заведений. «Геология и разведка», № 12, 1960.
- Костенко Н. П.* Развитие рельефа горных стран (на примере Средней Азии), М., 1970.
- Федоров Б. Г.* Эрозия в нижнем бьефе ГЭС. Тр. ЦНИИЭВта, вып. 68. М., 1969.
- Чистяков А. А.* О некоторых особенностях формирования и строения горного аллювия на примере р. Зеравшан. Вестник МГУ, сер. геол., № 2, 1959.
- Чистяков А. А.* Фации аллювия горных рек. «Советская геология», № 12, 1967.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ РАСЧЛЕНЕНИЯ
РАННЕВИСЛИНСКОГО ЛЕДНИКОВЬЯ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ

В основу стратиграфического расчленения отложений ранневислинского ледниковья ГДР положены результаты пыльцевого анализа, вскрытых около Китлитца в районе Люббенау (Нижняя Лужица, 85 км юго-восточнее г. Берлина) осадков, геологическое исследование которых проводил Цепек (Серек, 1972 и неопубликованные данные). В этом эталонном разрезе снизу вверх представлены гляциальные отложения заалеского комплекса, перекрывающиеся полностью сохранившимися образованиями эемского интергляциала, стадналы и интерстадналы ранневислинского ледниковья. Разрез кончается перигляциальными осадками вислинского ледниковья.

Весь разрез эемских и ранневислинских осадков сложен гиттиями и не обнаруживает перерывов осадконакопления. Исходя из данного разреза, нами проводилось расчленение отложений ранневислинского ледниковья Северной Европы. После рассмотрения китлитцкого разреза и проблем сопоставления, в заключение коснемся спорного вопроса о целостности вислинского ледниковья, т. е. вопроса о том, является ли вислинское ледниковье единым этапом развития или необходимо его расчленить на два ледниковья, отделенных друг от друга межледниковьем. Данный вопрос является предметом оживленных дискуссий, особенно в Советском Союзе.

Нижняя часть спорово-пыльцевой диаграммы китлитцкого разреза отражает типичное развитие растительного покрова от конца третьего, т. е. лужицкого ледниковья заалеского комплекса до конца эемского межледниковья. За сосново-березовой фазой следуют характерные пики с *Ulmus*, *Quercus*, *Corylus*, *Taxus*, *Tilia*, *Carpinus*, *Picea*, *Abies* и снова *Pinus*.

Эемские межледниковые отложения перекрываются без перерыва в осадконакоплении образованиями ранневислинского ледниковья, которые делятся на четыре стаднала. Из этих четырех стадналов четко выделяются три (VI, VV и BVII). За исключением начала первого стаднала, они характеризуются растительным сообществом холодной степи.

Для стаднала V V данное сообщество выделяется более четко, чем для V I. Таким образом, континентальные влияния сказываются вскоре после начала ледниковья. Тундровые области играли важную роль только в начале первого стаднала. Хотя в начальных и заключительных фазах трех указанных стадналов росло еще множество древесных растений, во время температурных минимумов можно предполагать только наличие кустарниковой и кустарничковой тундры.

Следовательно, ухудшение климатических условий привело к ста-

новлению арктических условий. Только для второго стадиала В III условно можно предполагать наличие богатого древесными растениями сообщества, поскольку температурные условия еще способствовали развитию субарктической лесной растительности редкостойного леса. Однако в этом интервале отсутствие 40 см керна делает характеристику данного стадиала неполной. Теоретически можно предположить, что максимальное развитие этого стадиала сопровождалось большим понижением температуры, как это доказано для его начальной и заключительной фаз. Следовательно, зона В III—менее четко выделяемый стадиал, чем остальные стадиалы. Все упомянутые стадиалы отличаются характерными кривыми содержания Gramineae и, в частности, Artemisia. Все три интерстадиала (В II, В IV и В VI) характеризовались густыми лесами, и только в верхней части третьего интерстадиала субарктические условия сопровождались редкостойными лесами. Наиболее четко выделяется второй интерстадиал, потому что только в этом случае наблюдается последовательность развития лесов до исключительного преобладания сосны. Далее наблюдается большое количество *Picea omoricooides* и *Larix*, а редкие термофильные элементы встречаются в интерстадиале В IV немного чаще, чем в отложениях остальных интерстадиалов.

Очевидно, в китлицком разрезе развитие растительности начального бореального этапа третьего интерстадиала еще недостаточно изучено и можно было предполагать не менее интенсивное проявление третьего интерстадиала, чем второго. Однако первый интерстадиал был значительно менее длительным. Кроме того, он отделяется менее четко от последующего интерстадиала из-за малой интенсивности проявления стадиала В III.

Различная длительность и различная интенсивность стадиалов и интерстадиалов, а также различное расстояние от отступающих ареалов развития растений способствуют выделению характерных для отдельных стадиалов и интерстадиалов пыльцевых комплексов, дающих хорошую основу для определения стратиграфического положения. Наиболее важными факторами являются быстрое распространение пыльцы *Larix* в стадиале В III и пыльцы *Picea omoricooides* в интерстадиале В IV. Оба компонента встречаются в небольшом количестве еще в стадиале В V и интерстадиале В VI. Во многих случаях критерием для стратиграфии является также соотношение пыльцы *Pinus* и *Betula*, так как закономерное уменьшение содержания *Pinus* и увеличение содержания *Betula* в стадиалах и, наоборот, увеличение содержания *Pinus* и уменьшение содержания *Betula* в интерстадиалах происходят по-разному в отдельных зонах.

Детальное изучение китлицкого разреза позволило сопоставить его с другими разрезами ранневиблинского ледникового Северная Европы.

На основании указанных критериев уверенным можно считать сопоставление наиболее отчетливо выделяющегося второго интерстадиала китлицкого разреза со следующими отложениями: с верхней частью брёрупского интерстадиала Дании (Andersen, 1961) и его эквивалентами в северной части ФРГ, например, Оддерде (Averdieck, 1967), Эрель (Selle, Schneekloth, 1965; Schneekloth, 1966), Келлер (Menke, 1970), Гестахт (Schütrumpf, 1967), Гарксрейде (Hallik, 1955); в Польше, например, Горошки (Bitner, 1954) и Говкув (Janczyk-Kopikowa, 1966), а также, возможно, с нижней частью брёрупского интерстадиала-скважины Амерсфорт 3 в Нидерландах (Zagwijn, 1961).

Одновозрастными являются, по всей вероятности, первый интерстадиал китлицкого разреза, амерсфортский интерстадиал Нидерландов,

одна из двух фаз потепления нижней части брёрупского интерстадиала Дании и некоторые отрезки, отраженные в пыльцевых диаграммах северной части ФРГ, соответствующие нижней части брёрупского интерстадиала (Оддерале, Гестахт, Гарксгейде) и Польши, (Горошки и Говкув).

Эквиваленты, родебекского интерстадиала Ютланда (корреляция которого с амерсфортским интерстадиалом, по нашему мнению, необоснована) скрываются, возможно, в первом стадиале более южных районов, поскольку потепление этой фазы еще не благоприятствовало становлению более чем субарктических климатических условий. С третьим интерстадиалом китлицкого разреза сопоставляется оддерадский интерстадиал районов Оддерале и Ерель северной части ФРГ. Отложения этого интерстадиала известны лишь в немногих местонахождениях. Характерная для него растительность мало отличается от растительности брёрупского интерстадиала.

Ранневислиньские горизонты, известные в Советском Союзе в непосредственном контакте с земскими отложениями, а именно: верхневолжский (Гричук, 1961), йонёнский (Кондратене, 1965), тарасовский и круглицкий (Вознячук, 1961) интерстадиалы в основном хорошо сопоставимы с ранневислиньским ледниковьем Средней и Западной Европы, но точная корреляция их с одним из указанных трех интерстадиалов пока невозможна.

Все рассматриваемые интерстадиальные образования ранневислиньского ледниковья характеризуются бореальной растительностью даже в фазах климатического оптимума. Характерный для межледниковий нашей области лиственный лес умеренных климатических условий во время интерстадиалов в Северной Европе отсутствовал.

С другой стороны, стадиалы с растительностью субарктического и арктического типов в пределах нашей области проявляются не интенсивнее, чем, например, предшествующие эльстерскому комплексу ледниковья. Поэтому нет основания предполагать распространение материкового льда до районов, расположенных южнее Балтийского моря. Имеется, однако, ряд местонахождений спорово-пыльцевых комплексов с меньшим, отчасти и большим участием умеренных элементов, не различимых от межледниковых. Они сопоставляются с брёрупским интерстадиалом или со стратиграфически более молодыми сериями. Речь идет, например, о местонахождении Конин-Марантув (Bogówko-Dłużakowa, 1967), Вабенди (Ralska-Jasiewiczowa, 1958), Бшозовица (Gilewska, Stuchlik, 1958), Бшезини (Birkenmajer, Srodoń, 1960) и других в Польше, Карукюла (Орвику, Пиррус, 1965) и некоторых других в Советском Союзе, коррелируемых со спорово-пыльцевыми комплексами мологосексинского интергляциала.

Во всех рассматриваемых местонахождениях ранневислиньские образования всегда перекрывают палинологически обоснованные земские отложения. В отличие от этого, нам неизвестно ни одной пыльцевой диаграммы интергляциальной или сходной с ней, свободной от спорово-пыльцевых спектров переотложенной растительности, в нижней части которой предшествовала бы типично земская растительность.

В связи с этим следует упомянуть местонахождения Конин-Марантув и Карукюла, которые некоторыми авторами принимаются за типовые местонахождения интергляциала или теплого интерстадиала, разделяющего вислиньское ледниковье на два ледниковья (Rutkowski, 1967; Mojski, 1969; Serebrjannuj, Raukas, 1970; Пуннинг и др., 1968; Паукас, Серебрянный, 1972). Борувко-Двужакова (Bogówko-Dłużakowa, 1967) и Пиррус (Орвику, Пиррус, 1965) справедливо указывают, что по данным пыльцевого анализа в этих двух местонахождениях представлены не

интерстадиальные, а типично интергляциальные отложения. Об этом свидетельствует максимальное содержание пыльцы в чисто органогенных, не переотложенных осадках местонахождений Конин (43%) и Карукюла (15%). В детально изученных микулинских и лихвинских отложениях пыльца *Tilia* характеризуется соответствующими значениями только в фазе интергляциального оптимума. Следовательно, упомянутые местонахождения ни в коем случае не сопоставимы с интерстадиалами ранневислинского ледниковья.

Судя по оживленной дискуссии о подобных интергляциалах и интерстадиалах, имеет место переоценка расчленения ранневислинского ледниковья по возрастным данным, полученным с помощью радиоуглеродного метода. Минимальный возраст для местонахождения Конин—52000 лет, который расходится с данными, полученными в Ленинградской (54000 лет) и Тартуской (30000—50000 лет) лабораториях, указывают на то, что здесь, по всей вероятности, представлены более древние отложения, чем предполагалось раньше. Поэтому возникает необходимость пересмотра литостратиграфических фактов, на которых основано отнесение этих отложений к вислинскому комплексу.

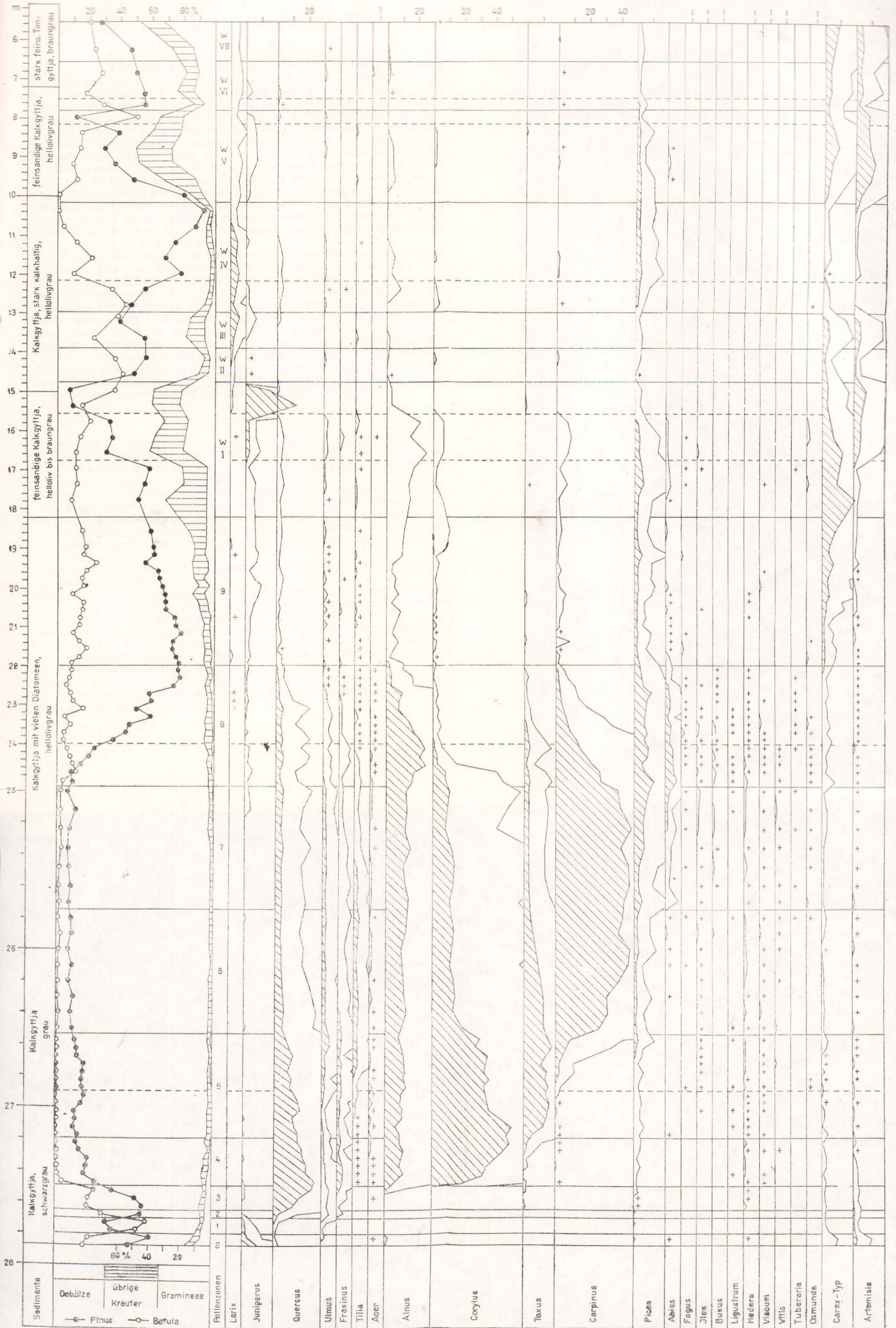
Цепек (Серек, 1967) и Эрд (Erd, 1972, 1973а, 1973в) в заалеском комплексе установили наличие рюгенского межледниковья под третьим, т. е. лужицким, ледниковьем. Другими возможными палинологическими эквивалентами являются следующее за гольштейнским интергляциалом демницкое межледниковье (Erd, 1972, 1973, 1973а) и предполагаемый между заалеским ледниковьем (в узком понимании) и флемингским ледниковьем интергляциал.

В пределах Советского Союза одинцовский интергляциал с его двумя климатическими оптимумами (Гричук, 1961) палинологически настолько точно охарактеризован, что можно с уверенностью исключить возможное его сопоставление с Карукюла и Конин. Напомним, что растительность этих интергляциалов по Борувко-Двужаковой (Bogówko-Dłuzakowa, 1967) и Пиррусу (Орвику, Пиррус, 1965) отличается от растительности других хорошо изученных местонахождений, в том числе от местонахождений ранневислинского ледниковья. По нашему мнению, следовало бы еще принять во внимание возможность сопоставления Карукюла с лихвинским межледниковьем, поскольку пыльцевые зоны К1—К4 сходны с нижней частью этого интергляциала, охарактеризованного сначала пыльцой *Pinus* и *Betula*, а затем *Picea*.

В этом разрезе Карукюла предполагается эрозионное несогласие между торфом с гнездами песка и перекрывающим его песком. Следующие выше этого эрозионного несогласия пыльцевые спектры зоны К5 могли бы соответствовать заключительной фазе данного межледниковья.

Другие разрезы, например интергляциал «гражданский проспект» (Геоморфология..., 1969; Вигдорчик и др., 1970) и валдайский мегаинтерстадиал (Вознячук, 1971), дают лишь возможность говорить о наличии интерстадиальной растительности. В северных районах, в пределах которых расположены многие из этих разрезов, эемские межледниковые отложения отличаются еще довольно высокими содержаниями умеренных лесных компонентов, наличие которых надо было также предполагать в интергляциале вислинского комплекса. Термофильные пыльцевые зерна из этих в основном минералогенных осадков характеризуются нерегулярными кривыми, что наводит на мысль о переотложении этих форм из более древних слоев. Такие, по бореальному типу растительности, интерстадиальные осадки часто встречаются также над эемскими отложениями и не противоречат представлению о целостности вислинского оледенения.

Если выше эемского интергляциала в ГДР представлен полный



Пыльцевая диаграмма эемского межледникового и ранне-вислинского ледникового, по разрезу около с. Китлица (Нижняя Лужица). В диаграмме указаны только важные древесные породы и травы.

разрез ранневислинского ледниковья (от первого до четвертого стадиялов включительно, абсолютный возраст последнего составляет, возможно, до 50 000 лет), то разрез выше четвертого стадияла до бранденбургской стадии максимального распространения вислинского материкового льда (абсолютный возраст исчисляется в 20 000 лет) (Серек, 1965) надо считать неполным. Цепек (Серек, 1972) предполагает, что мною палинологически обоснованные интерстадиялы, вскрытые около Засниц (40000 лет) и Керквиц (28000 лет), заполняют пробел между четвертым стадиялом житлицского разреза и бранденбургской стадией. Тип растительности очень напоминает тип ранневислинских интерстадиялов. Статистическими исследованиями разрезов вислинских валунных мергелей Цепек (Серек, 1972) подтвердил уже ранее высказанное предположение о том, что во время последнего ледниковья на севере ГДР наблюдались только два стадияльных наступления материкового льда. Им соответствуют бранденбургская и померанская стадии. Стратиграфически обоснованные ранневислинские валунные мергели, залегающие между слоями земского интергляциала и датированные радиоуглеродным методом, даже в прибрежной полосе Балтийского моря (ГДР) полностью отсутствуют.

В заключение можно сказать, что вислинское ледниковье едино и разделено лишь на несколько стадиялов и интерстадиялов. Для фаз потепления во время вислинского гляциала наиболее благоприятными являлись бореальные климатические условия. По нашему мнению, нет оснований для выделения самостоятельного раннегляциального-вислинского наступления ледника. Мы приходим к выводу, что ранневислинское ледниковье было этапом длительного накопления материкового льда при континентальных климатических условиях, который сменился 25000 лет тому назад наступлением материкового льда на юг. Бранденбургская и померанская стадии, возраст которых соответственно составляет 20000 и 15000 лет, свидетельствуют о границах наибольшего распространения материкового единого вислинского ледника.

ЛИТЕРАТУРА

- Вигдорчик М. Е., Ауслендер В. Г., Долуханов П. М., Знаменская О. М., Гайгерова Л. А., Агранова Д. А., Гей В. П. Геохронологическое и ритмостратиграфическое расчленение плейстоцена северо-запада Русской равнины. В кн.: «Периодизация и геохронология плейстоцена», Л. 1970.
- Вознячук Л. Н. Отложения последнего межледниковья на территории Белоруссии. В кн.: «Материалы по антропогену Белоруссии» Изд. АН БССР, Минск, 1961.
- Вознячук Л. Н. Основные черты палеогеографии валдайской эпохи и возраст краевых образований максимальной стадии последнего оледенения на северо-западе Русской равнины. В кн.: «Антропоген Белоруссии». Изд. «Наука и техника», Минск, 1971.
- Геоморфология и четвертичные отложения северо-запада Европейской части СССР. «Наука», Л., 1969.
- Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений. В кн.: «Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины». Изд. АН СССР, М., 1961.
- Кондратене О. П. Стратиграфическое расчленение плейстоценовых отложений юго-восточной части Литвы на основе палинологических данных. В кн.: «Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография антропогена юго-восточной Литвы». Изд. «Минтис», Вильнюс, 1965.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР). В кн.: «Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии». Таллин, Изд. АН Эст. ССР, Таллин, 1965.

- Пуннинг Я. М., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики. В кн.: «Материалы симпозиума по истории озер северо-запада СССР». Минск, 1967.
- Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. О геохронологии позднего плейстоцена Русской платформы в связи с эволюцией материкового оледенения. В кн.: «Стратиграфия, седиментология и геология четвертичного периода». «Наука», М., 1972.
- Эрд К. Палинологическое обоснование расчленения среднего плейстоцена ГДР. В кн.: «Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы». «Наука», М., 1972.
- Andersen Sv. Th. Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danm. Geol. Unders., II. R., 75, 1961.
- Averdieck F.-R. Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade Schleswig-Holstein. Fundamenta, Reihe B, 2, 1967.
- Birkenmajer K., Srodoń A. Interstadiał oryniacki w Karpatach. Biul. Inst. Geol., 150, 1960.
- Bitner K. Charakterystyka paleobotaniczna utworów interglacialnych w Horoszkach koło Mielnika na Podlasiu. Biul. Inst. Geol., 69, 1954.
- Borówko-Działakowa Z. Badania paleobotaniczne osadów młodoplejstocenijskich (Brorup) w Koninie-Marantowie. Prace Inst. Geol., 48, 1967.
- Cepek A. G. Geologische Ergebnisse der ersten Radiokarbondatierungen von Interstadialen in Lausitzer Urstromtal. Geologie, 14, 1965.
- Cepek A. G. Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., A., Geol. Paläont., 12, 1967.
- Cepek A. G. Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. Wiss. Ztschr. d. Univ. Greifswald, math.-nat. Reihe, 21, Heft 1, 1972.
- Erd K. Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der DDR. Z. Geol. Wiss., 1, Heft 9, 1973a.
- Erd K. Vegetationsentwicklung und Biostratigraphie der Dömnitz-Warmzeit (Fuhne Saale 1) im Profil von Pritzwalk/Prignitz. Abh. zentr. geol. Inst., 18, 1973b.
- Gilewska S., Stuchlik L. Przedwarciański interstadiał z Brzozowicy koło Bedzina. Monographiae Botanicae, 7, 1958.
- Hallik R. Über eine Verlandungsfolge weichsel-interstadialen Alters in Harksheide bei Hamburg. Eiszeitalter und Gegenwart, 6, 1955.
- Janczyk-Kopikowa Z. Interglacial eemski w Gołkowie koło Warszawy. Kwart. Geol., 10, № 2, 1966.
- Menke B. Ergebnisse der Pollenanalyse zur Pleistozän-Stratigraphie und zur Pliozän-Pleistozän-Grenze in Schleswig-Holstein. Eiszeitalter und Gegenwart, 21, 1970.
- Mofski J. E. Śtratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i Wyżyn Środkowopolskich. Biul. Inst., 220, 1969.
- Ralska-Jasiewiczowa M. Interstadiał zlodowacenia środkowopolskiego w Labedach na Górnym Śląsku. Monographiae Botanicae, 7, 1958.
- Rutkowski E. Czwarcozed wysoczyzny północnokoninskiej i jego podfoze. Prace Inst. Geol., 48, 1967.
- Schneekloth H. Ergebnisse weiterer Untersuchungen an den interstadialen Ablagerungen der Weichsel-Eiszeit in Oerel/Krs. Bremervörde.-Z. deutsch. geol. Ges., 116, 1966.
- Schütrumpf R. Die Profile von Loopstedt und Geesthacht in Schleswig-Holstein. Ein Beitrag zur vegetationsgeschichtlichen Gliederung des jüngeren Pleistozäns. Fundamenta, Reihe B, 2, 1967.
- Selle W., Schneekloth H. Ergebnisse einer Kernbohrung in Oerel, Krs. Bremervörde drei Interstadiale über Ablagerungen des Eem-Interglazials. Z. deutsch. geol. Ges., 115, 1965.
- Serebrjannyj L. R., Raukas A. V. Über die eiszeitliche Geschichte der Russischen Ebene im oberen Pleistozän. Peterm. Geogr. Mitt., 114, Heft 3, 1970.
- Zagwijn W. H. Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I: Eemian and Early Weichselian. Meded. Geol. Sticht., N. S., 14, 1961.

Цв. МИХАЙЛОВ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В БОЛГАРИИ

На территории Болгарии четвертичные отложения имеют широкое распространение и представлены большим разнообразием генетических типов. Однако проведенные до настоящего времени исследования не дали полного представления об их территориальном распространении. Систематические и целенаправленные исследования, выполняемые в последнее время, внесут существенный вклад в познание четвертичного литогенеза Болгарии.

Для составления карты (М 1 : 1500000) четвертичных отложений к Национальному атласу Болгарии коллективом авторов был составлен оригинал в М 1 : 600000. Это позволило дать основную оценку четвертичных отложений и тщательно проанализировать все данные. Составленная карта отразила особенности состава четвертичного покрова и границы отдельных генетических типов отложений. Еще более четко выступают эти особенности, когда вопрос их распространения рассматривается с морфологическим развитием территории в четвертичный период и с современными морфологическими особенностями страны.

Изучая четвертичные отложения Болгарии, необходимо иметь в виду как современные, так и некоторые унаследованные элементы ее физико-географической обстановки, где на передний план выступают горы и холмистые участки.

Большая часть территории страны в четвертичный период являлась ареной деструкционной деятельности. Областями непрерывной аккумуляции были Софийская, Ботевградская, Подбалканская котловины и Фракийская низменность. Здесь в известной степени четвертичная аккумуляция унаследована от плиоценовой озерной аккумуляции. Некоторые из этих котловин в четвертичный период были подвержены эрозионной деятельности. Средняя мощность четвертичных отложений в котловинах достигает 50—80 м, а во многих—100 м и более.

На территории Болгарии в четвертичный период преобладали дифференциальные тектонические движения положительного знака, которые находились в тесной связи с морфоструктурами. Однако котловины, некоторые участки равнин и низменности все же испытывали относительное погружение.

Речная сеть углублялась, что отражено в строении речных террас. Самые высокие террасы в равнинах 40—50 м, а в горных районах—150—180 м. На дне котловин террасы отсутствуют; котловины заполнены мощными четвертичными отложениями. Таковы, например, Софийская, Ботевградская, Радомирская, Самоковская и другие.

Особое место в четвертичной морфоскульптуре Болгарии занимает

Дунайская равнина. Здесь действует мощная субаэральная аккумуляция, с которой связано лёссовобразование. Большинство болгарских авторов считает, что аккумуляция мелкозема произошла в верхнем плейстоцене, в пострисский период. Но следует отметить, что характер этой аккумуляции и происхождение мелкозема выяснены недостаточно. В голоцене Дунайская равнина вновь находилась под воздействием слабой деструкции.

В четвертичный период территория Болгарии находилась вне пределов континентального оледенения. Ледники находились только в горных районах на высоте 2200 м над уровнем моря (горы Рила, Пирин) и занимали менее 1% площади страны. Ледниковая аккумуляция проявилась в некоторых высокогорных долинах. Большая часть экзарационного материала транспортировалась ледниковыми водами и переотлагалась в виде флювиогляциальных отложений.

В четвертичный период, как и в настоящее время, большая часть Болгарии (Дунайская равнина, Стара Планина, Западная и Средняя Болгарии и приморские районы) находилась под непосредственным или косвенным влиянием Черного моря, а влияние Средиземного моря испытывала Южная Болгария—Рило-Родопский горный массив, Фракийская низменность, Средна гора, южный склон восточной Сара Планины и Тунджанская холмистая область.

В результате интенсивной голоценовой эрозии четвертичные отложения во многих районах (южный склон Стара Планины, Восточные Родопы, Западная и Средняя Болгария, Западные пограничные области и т. д.) целиком размыты.

1. Континентальные условия, существующие на территории Болгарии в четвертичный период, определили широкое распространение различных генетических типов отложений. Среди них преобладающими являются: склоновые (делювиальные, элювиально-делювиальные, делювиально-пролювиальные); отложения, связанные с линейно стекающими временными и постоянными водами (аллювиальные, аллювиально-пролювиальные) и с процессами выветривания (элювий). Гляциальные, флювиогляциальные, золовые, химические образования, биогенные и пещерные отложения имеют ограниченное распространение. Они покрывают незначительную часть территории страны и составляют относительно небольшую долю в четвертичном покрове.

2. Четвертичный комплекс состоит также из молодых, в основном верхнеплейстоценовых (Q^3) и голоценовых (Q^4) отложений. Это, прежде всего, аллювиальные отложения пойм и низких надпойменных террас, элювиально-делювиальный покров склонов, аллювиально-пролювиальный покров суходолий и др. Средне (Q^2)— и нижнеплейстоценовые (Q^1) отложения, как уже было отмечено, заполняют днища котловин, где в течение всего четвертичного периода происходила аллювиальная и пролювиальная аккумуляция. Они перекрыты молодыми плейстоценовыми и голоценовыми отложениями. В Северной Болгарии нижние горизонты лёссового покрова датируются средним плейстоценом (Q^2).

Принимаемые за древнечетвертичные, покровные галечники и глины Дунайской равнины в последнее время ряд исследователей датируют плио-плейстоценом (N_2-Q^1) или виллафранком. Аналогичные плио-плейстоценовые отложения известны в Предбалкане, где они привязываются к единой поверхности выравнивания, расположенной выше самой высокой речной четвертичной террасы. Исследованиями последних лет плио-плейстоценовые отложения выявлены и в других районах Дунайской равнины и Предбалкана. Однако следует отметить, что пока, по имеющимся данным, невозможно проводить нижнюю границу четвер-

тичного периода и неясен переход между плиоценом и четвертичным периодом.

3. Описывая особенности распространения четвертичных отложений в Болгарии, необходимо отметить широкое развитие их смешанных генетических типов. В горных областях, на высоте до 2000 м, на склонах встречаются элювиально-делювиальные покровные отложения. Они характеризуются небольшой мощностью и только в низких частях склонов мощность их более 1,5—2,0 м. Пролувиально-аллювиальные отложения заполняют днища суходолий в северо-восточной Болгарии (Добруджа и Лудогорие) и Восточных Родопах. Пролувиально-делювиальные отложения характерны для балок Дунайской равнины. Широко развиты намытые почвы. Приустьевые части черноморских речных долин заполнены лиманно-дельтовыми и лиманно-речными отложениями, которые в большинстве случаев имеют мощность более 20—25 м.

4. Лёссовый покров в Северной Болгарии и аллювиально-пролювиальные и делювиальные шлейфы в непосредственной близости с дунайским берегом имеют значительную мощность, а мощность лёсса достигает 80—85 м. К югу она постепенно уменьшается до 40—50 м, а поблизости от Предбалкан, где встречаются лёссовидные глины, их мощность уже 5—10 м. Средняя мощность четвертичных отложений в котловинах, как отмечено выше, в большинстве случаев более 100 м.

Мощность аллювия дунайских и черноморских рек постепенно увеличивается в направлении к их устьям и, по данным бурения, достигает 15—20 м. В приречных низменностях Дуная мощность аллювия варьирует в пределах 20—30 м.

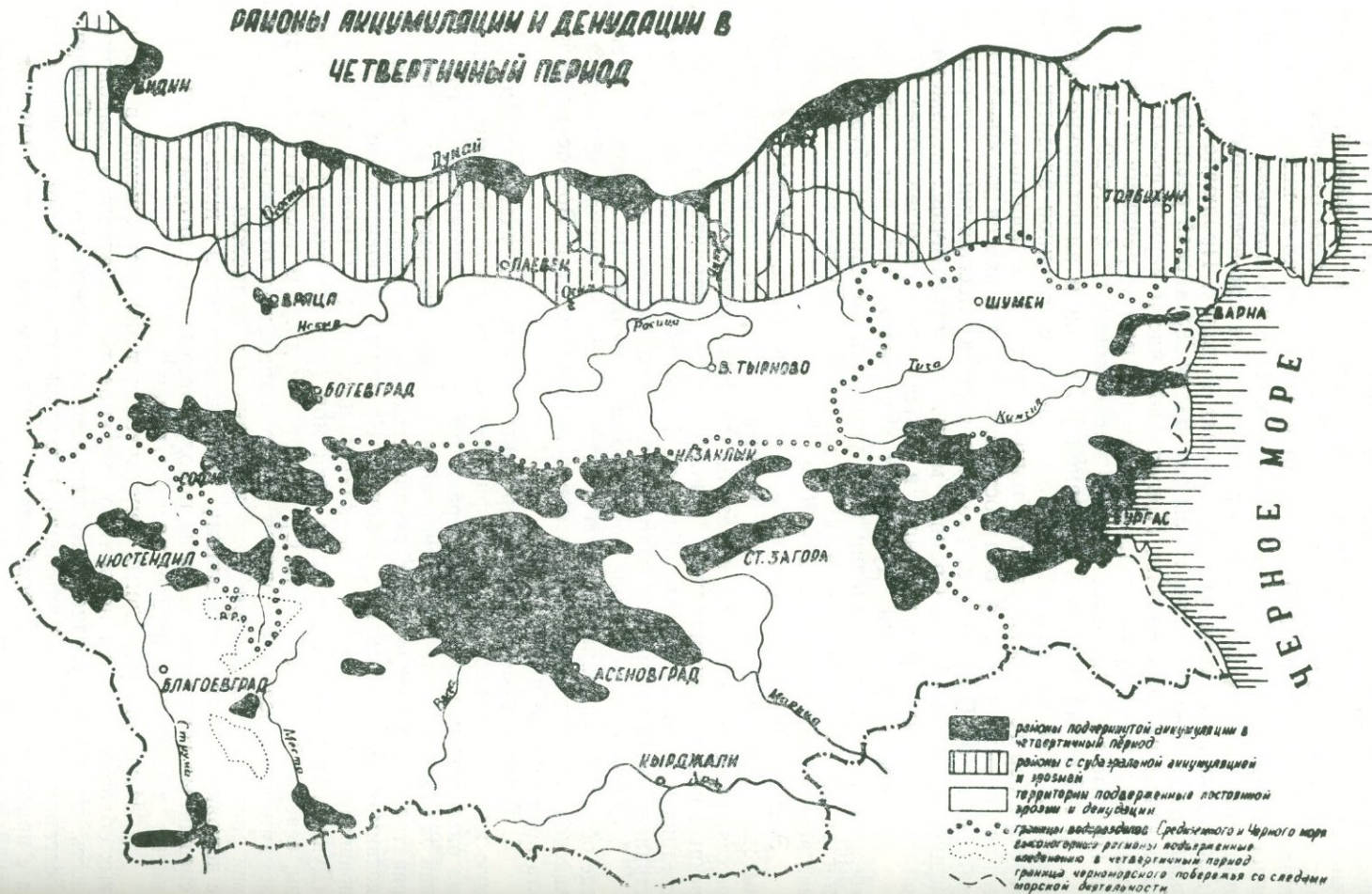
Элювий представлен в виде тонкого покрова, который занимает высокие части водораздельных горных гряд. Этот покров представлен рыхляком, образованным в результате физического выветривания коренных пород. Элювиальный рыхляк очень характерен для низких, средних и высоких горных областей. В высокогорных регионах распространены элювиально-коллювиальные и коллювиальные отложения.

5. Элювиальные глины встречаются в низменных районах страны, где образуют сплошной покров (восточная среднегорская область Фракийской низменности, Шуменское понижение и др.). Вопрос их возраста пока еще не решен.

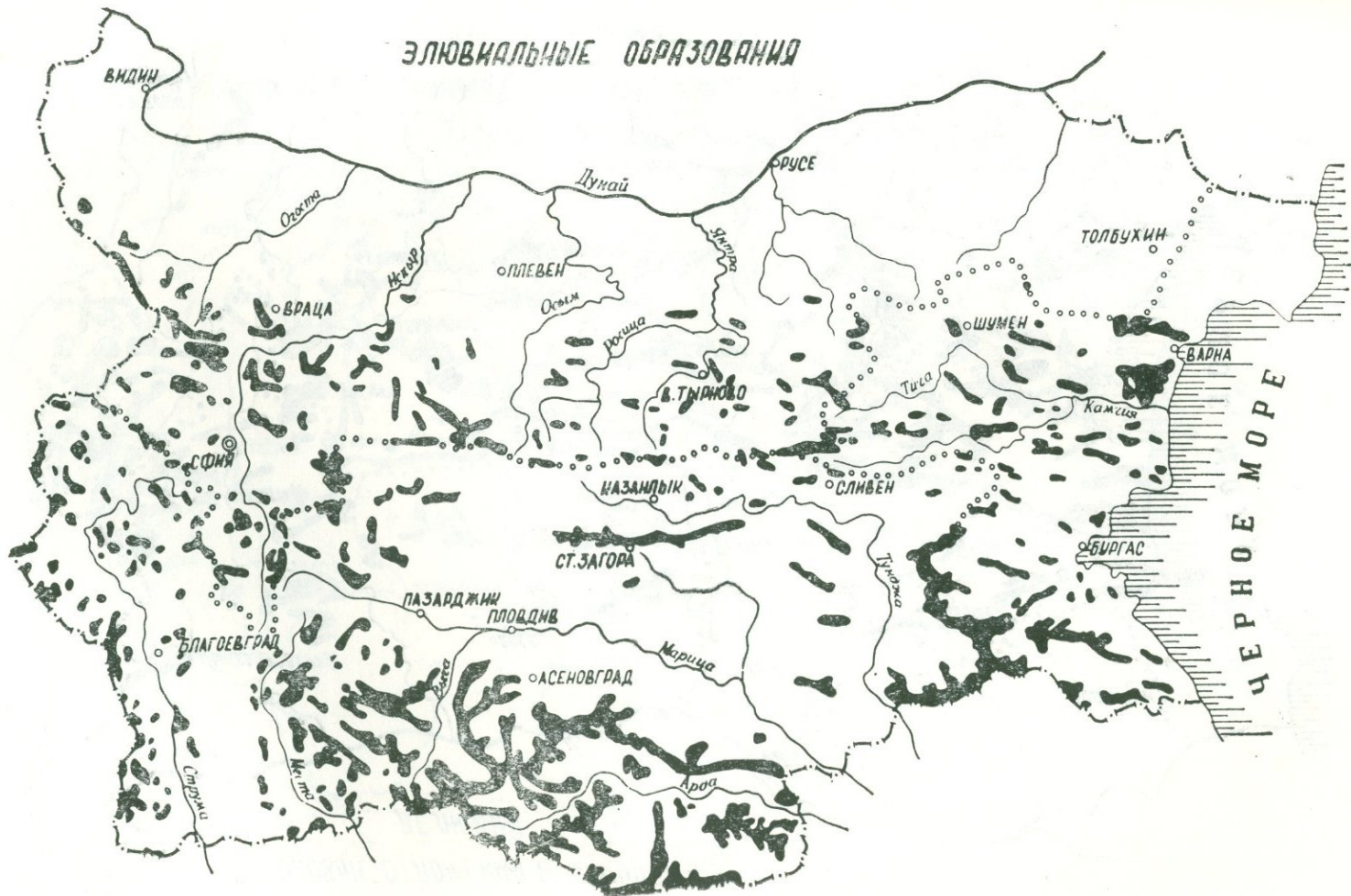
6. Генетические типы четвертичных отложений указывают на прямую их связь с формами рельефа, тектоническими движениями, линиями разломов и с крупными морфоструктурами. Аллювиальные отложения характерны для низменностей и равнин, которые выделяются отрицательной тектонической активностью или относительно отстают от поднимающихся соседних районов. Крупные делювиальные шлейфы привязаны к подножиям моноклинальных гряд (Предбалкан), плато (Дунайская равнина), линиям разломов (южный склон Стара Планины, северный склон Родоп, Среднегорье и др.). В тесной связи с разломами и сбросами находятся и пролувиальные отложения. Обычно они расположены в периферии котловин и у подножий гор и граничат с делювиальными отложениями. На контакте между ними образуются смешанные генетические типы пород, которые в некоторых котловинах имеют довольно широкое распространение.

7. Изучение различных генетических типов отложений в отдельных областях страны позволило установить интересную закономерность. Например, установлено, что лёсс встречается только в Северной Болгарии (Дунайская равнина), к югу он становится более глинистым, а с приближением к Предбалкану превращается в глину (деградирует). В Южной Болгарии нигде лёсс не обнаружен. Процессы лёссообра-

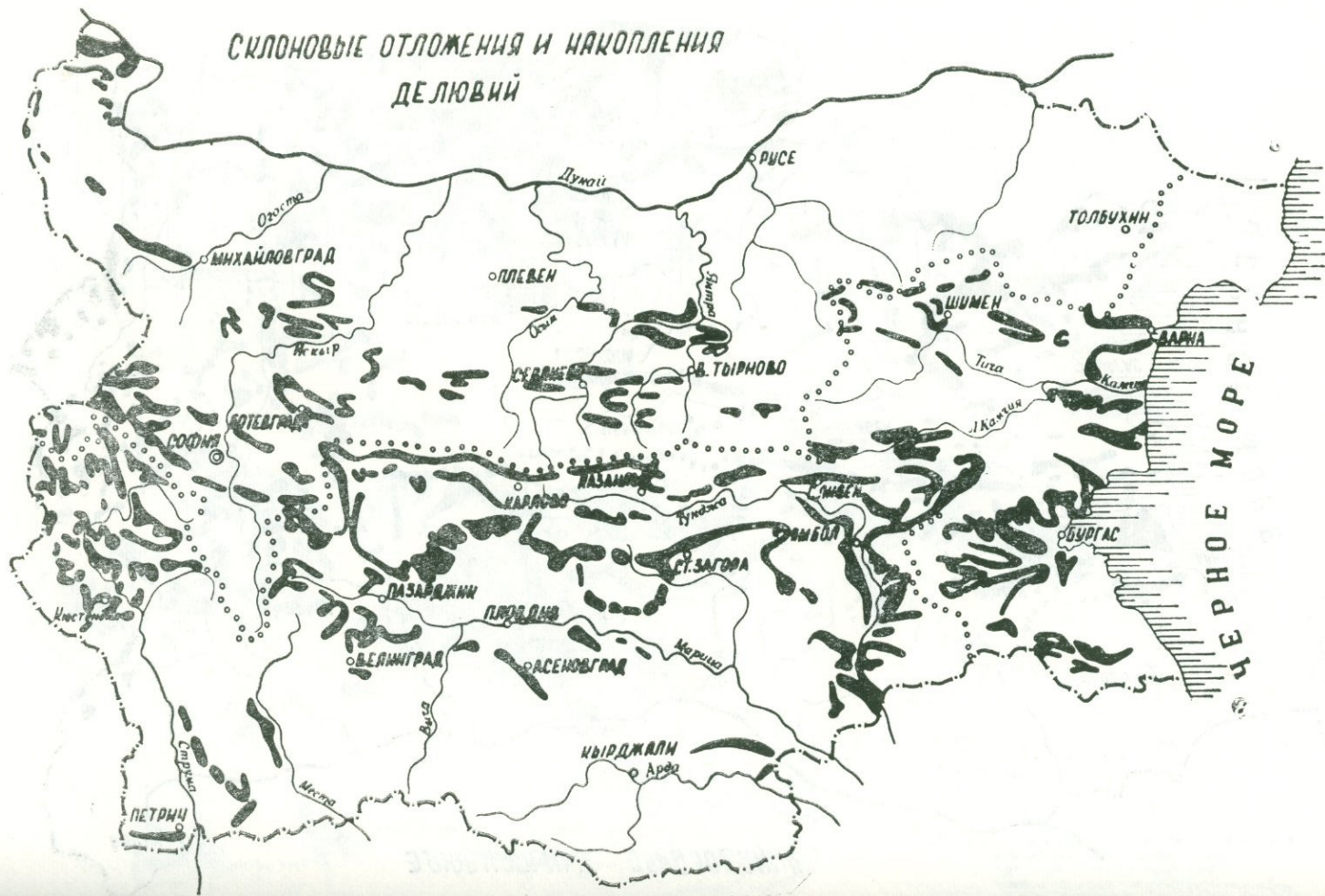
РАЙОНЫ АККУМУЛЯЦИИ И ДЕНУДАЦИИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД



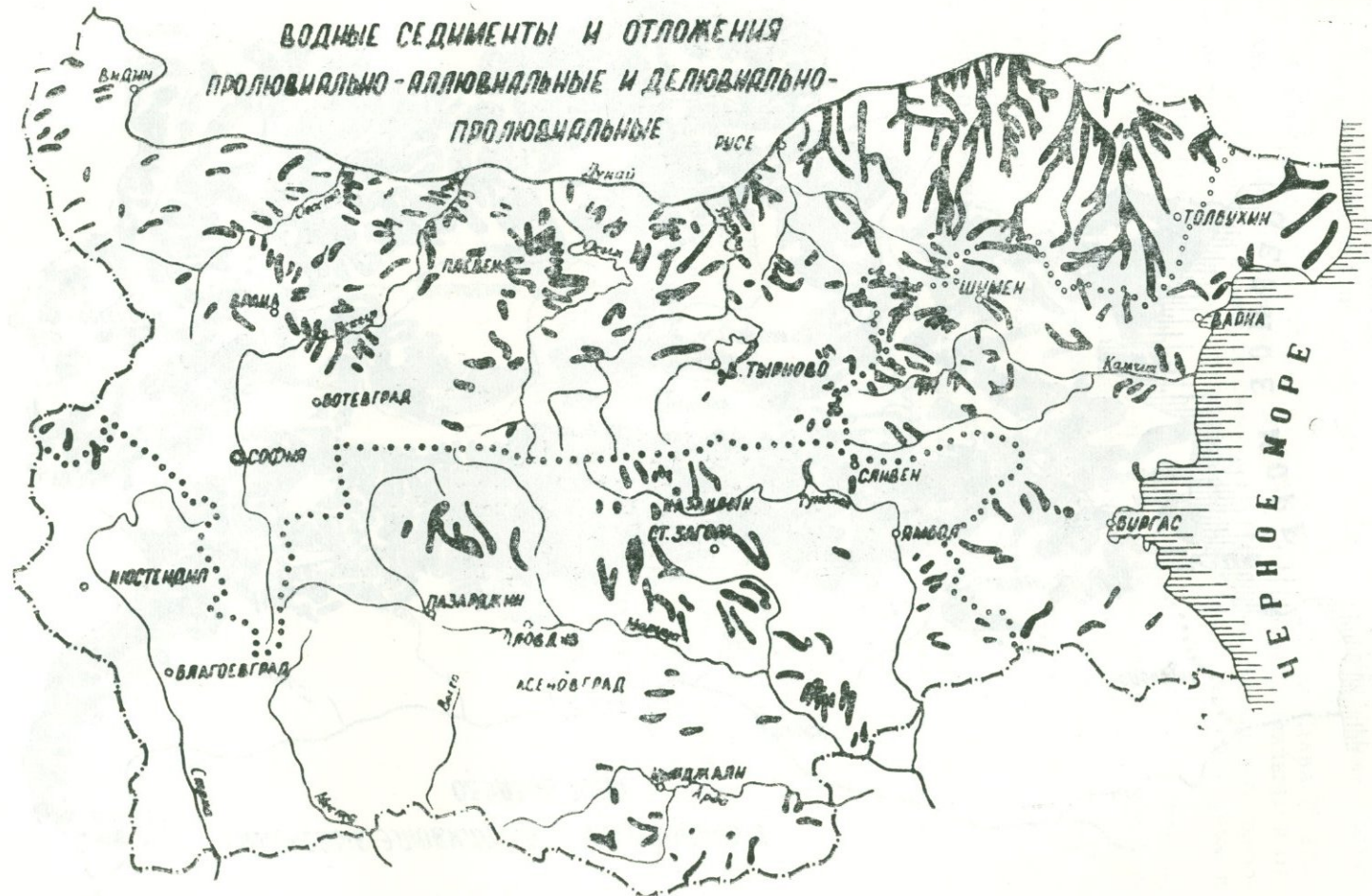
ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ



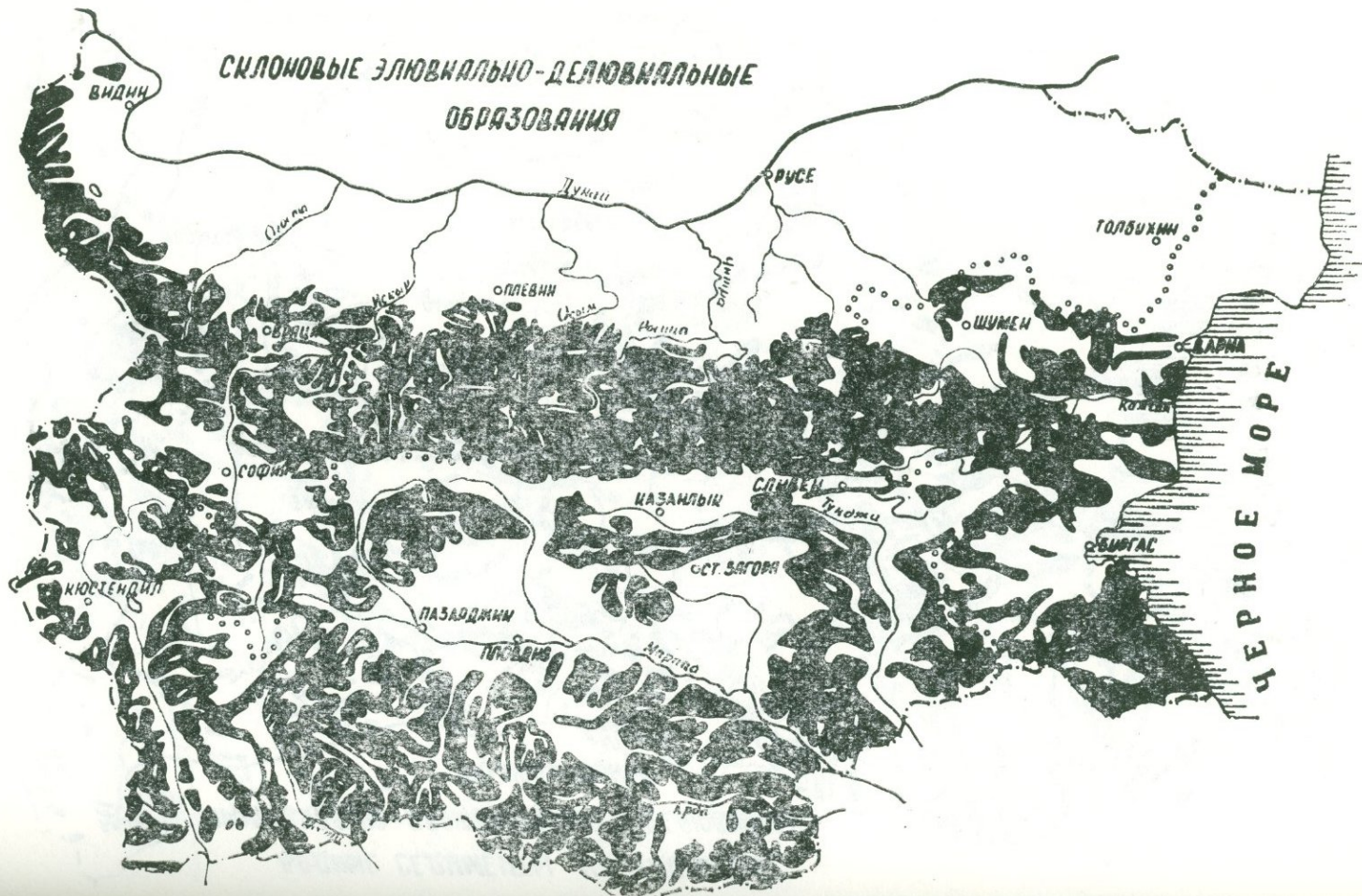
СКЛОНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ И НАКОПЛЕНИЯ
ДЕЛЮВИЙ



ВОДНЫЕ СЕДИМЕНТЫ И ОТЛОЖЕНИЯ
ПРОЛЮВИАЛЬНО-АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ И ДЕЛЮВИАЛЬНО-
ПРОЛЮВИАЛЬНЫЕ



СКЛОПОВЫЕ ЭЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ



зования наблюдаются в некоторых делювиальных шлейфах, состоящих из более мелкого и однородного материала.

В долинах Дунайской равнины широкое распространение имеют смешанные делювиально-пролювиальные и пролювиально-аллювиальные отложения. Их генезис можно связать с континентальными климатическими условиями.

Область молодых складчатых гор (Предбалканье и Стара Планина) характеризуется элювиально-делювиальными и делювиальными отложениями. В низких и среднегорных регионах Рило-Родопской блоково-разломной области широко представлены элювиально-делювиальные и элювиальные отложения.

8. Альпийские высокогорные регионы характеризуются исключительно коллювиальными и сланцевыми накоплениями. Самое большое разнообразие четвертичных отложений имеется в переходной Среднегорско-Фракийской области, расположенной между Стара Планиной и Рило-Родопским горным массивом. Здесь четвертичный комплекс отложений значительно разнообразнее, чем в других областях страны. Встречаются аллювиально-делювиальные, пролювиальные и аллювиальные, отложения, которые находятся в сложной комбинации. Широкое распространение имеют элювиально-делювиальные и делювиально-пролювиальные отложения. В низких частях котловин, где сильно проявляются негативные тектонические движения, встречаются и болотные отложения.

* *
*

В заключение необходимо отметить, что четвертичные отложения Болгарии характеризуются большой фациальной изменчивостью как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях. Смешанные генетические типы отложений привязываются к областям, характеризующимся сложным рельефом, где морфогенетические процессы непостоянны и довольно часто меняют свои границы распространения.

С точки зрения палеогеоморфологического анализа распространение четвертичных отложений и их разнообразие являются косвенным индикатором динамики развития рельефа страны в четвертичный период.

ПЕРВАЯ ПОГРЕБЕННАЯ ПОЧВА (ВЮРМСКАЯ ИНТЕРСТАДИАЛЬНАЯ) В ЛЁССЕ СЕВЕРНОЙ БОЛГАРИИ

Лёсс и лёссовидные отложения распространены на Дунайской равнине. Они занимают площадь, равную 9800 км² (Яроков, 1956). Наибольшую мощность лёссовая формация имеет на берегу Дуная, где в отдельных местах достигает 60—102 м; к югу постепенно уменьшается от 25—30 м до 4—5 м (Минков, 1968). Полный комплекс лёссовой формации состоит из семи горизонтов, каждый из которых с поверхности перекрыт погребенной почвой*. Не учитывая различий в стратиграфических схемах и подразделениях четвертичного периода и, в частности, вюрма, куда может быть отнесен первый горизонт погребенной почвы, залегающей на верхнем горизонте лёсса, можно ее отнести к последнему (единственному) интерстадиалу вюрма. До выяснения этого вопроса в международном масштабе и до более точного датирования (не только путем стратиграфической аналогии) этой почвы, мы обозначим только место, которое она может занять в стратиграфии лёссового комплекса, и назовем первой погребенной почвой.

Впервые эта почва была обнаружена в 1936 г. П. Бойковым (Бойков, 1936) и до 1960 г. не изучалась.

В 1960—1964 гг. М. Минков определил ее распространение и стратиграфическое значение (Минков, 1960, 1968). С 1964 г. нами были начаты систематические исследования этих почв. Часть данных была опубликована в 1965 и 1970 гг. (Fotakieva, 1965, 1970). В настоящей работе приведены данные наших исследований указанных почвенных горизонтов за последние годы.

Первая погребенная почва залегает на втором лёссовом горизонте, который в лёссовой формации Болгарии наиболее распространен (рис.). Эта почва имеет совершенно обособленный профиль, что вызвано большой мощностью лёссового горизонта, на котором она сформирована, и мощностью горизонта, перекрывающего ее. По побережью Дуная она появляется на глубине от 5 до 8 м, а к югу, с уменьшением мощности первого лёссового горизонта, залегает все ближе и ближе к поверхности, постепенно сливаясь в самых южных периферийных частях лёссовой области с дневной поверхностью.

Морфологические особенности. а) Мощность первой погребенной почвы зависит от ее удаленности от Дуная и ее генетического типа.

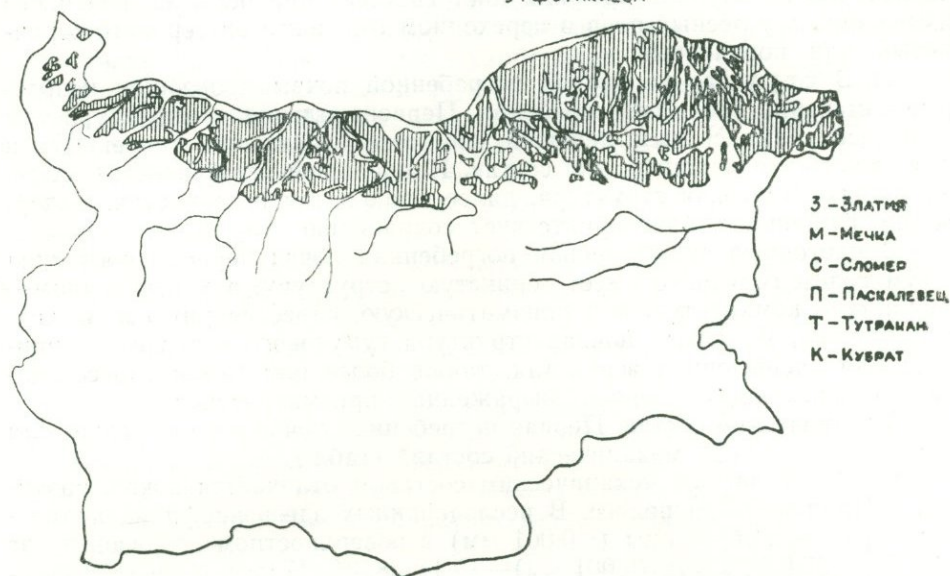
Наибольшей мощности почва достигает в Придунайской полосе—145—180 см, с гумусовым горизонтом от 70 до 87 см. К югу мощность ее резко уменьшается. В западной и средней частях Дунайской равнины, на расстоянии 10—20 км от Дуная, мощность почвы становится

* Нумерация почвенных горизонтов сверху вниз, по М. Минкову.

постоянной—50—70 см для гумусового горизонта и 103—104 см в общем профиле. В восточной части Дунайской равнины мощность ее уменьшается в различных направлениях; в западных районах уменьшение наблюдается с северо-запада на юго-восток, а в восточных—с северо-востока на юго-запад. На расстоянии около 30 км от Дуная эта

РАСПРОССТРАНЕНИЕ ПЕРВОЙ ПОГРЕБЕННОЙ ПОЧВЫ В ЛЕСЕ В СЕВЕРНОЙ БОЛГАРИИ

Э. Фотакиева



почва имеет мощность до 130 см. Границы относительно постоянной величины ее мощности пока еще не установлены. Направления, по которым меняется мощность первой погребенной почвы, совпадают с направлениями изменения мощности лёссового комплекса. Это указывает на тесную зависимость мощности почвы от процесса отложения лёсса. Вероятно, сформировавшаяся в последний вюрмский интерстадиал, почва имела мощность около 100—130 см. Последовавший процесс отложения лёсса начался постепенно, охватив вначале небольшие площади по соседству с дефляционной областью, в результате чего была отложена лёссовая пыль небольшой мощности. Затем ареал лёссовой аккумуляции увеличился, а вместе с этим увеличилась и мощность отложений лёссовой пыли. В период совместного развития почвообразовательного процесса и аккумуляции лёсса первоначально преобладал почвообразовательный процесс. Тогда же был сформирован аккумулятивный почвенный профиль (130—180 см). Впоследствии все более выраженный перевес приобрел процесс аккумуляции лёсса, в результате чего между гумусовым горизонтом почвы и перекрывающим ее лёссовым горизонтом оформился переходный горизонт мощностью до 55 см.

Варьирования мощности первой погребенной почвы связаны с характером почвообразования, т. е. с генезисом, к которому принадлежала почва перед ее погребением. Почвы, которые считаем черноземными, имеют мощность 90—105 см, а лесные около 130—140 см.

Мощность первой погребенной почвы в районах с постоянными величинами на 10 см больше по сравнению с мощностью современной почвы.

б) Окраска. Первая погребенная почва отличается весьма равномерной окраской, что является результатом, с одной стороны, почти однородного минералогического состава почвообразующей породы, а с другой—равномерного содержания органического вещества.

Гумусовый горизонт почв, сформировавшихся на типичном и глинистом лёссе, в воздушно-сухом состоянии имеет серовато-коричневый* или серовато-коричневый до коричневого цвет, а почв, сформировавшихся на песчаном лёссе—светло-желтый или коричневатый-серый. У черноземов по глубине профиля цвет светлеет или остается почти без изменений, а у лесных почв в переходном горизонте он серовато-коричневый или коричневый.

в) В структуре первой погребенной почвы произошли некоторые изменения после ее погребения. Первоначальная ее структура тем лучше сохранилась, чем меньшей мощности слоями она перекрыта и чем тяжелее ее механический состав. Наибольшей устойчивостью обладает призматическая структура, далее комковатая и зернистая. Содержание карбонатов благоприятствует сохранению структуры.

В настоящее время первая погребенная почва черноземного типа в гумусовом горизонте имеет зернистую структуру, а в переходном—зернистую, комковатую или призматическую, спрессованную в различной степени. В лесных почвах структура гумусового горизонта зернистая или распыленная зернистая, также более или менее спрессованная, а переходного—хорошо выраженная призматическая.

Механический состав. Первая погребенная почва имеет средне- или тяжело-суглинистый механический состав* (табл.).

Наиболее легким механическим составом отличается почва, развитая в Придунайской полосе. В исследованных здесь профилях количество физической глины (<0,001 мм) в поверхностном горизонте от 31,2% до 37,8%, а ила (0,001 мм)—19,4—28,3%. К югу, в связи с изменением литофациального состава лёсса, механический состав почвы постепенно становится более тяжелым. Эти закономерности нарушаются лишь в районах развития лесных почв.

Такой же средне- или тяжело-суглинистый механический состав эта почва имела и до погребения, но содержание физической глины в ее поверхностном горизонте было на 0,1—12% выше, причем этот процент постепенно увеличивался к югу от Дуная. Легкость механического состава этой почвы при ее погребении связана с вторичным вымыванием из нее карбонатов.

Изменение механического состава по глубине профиля в первой погребенной почве зависит от почвенного типа, к которому принадлежала она перед ее погребением. В почвах черноземного типа содержание физической глины в поверхностном горизонте обычно самое высокое, по глубине профиля, постепенно уменьшается, а местами, в южной части лёссовой области, оно выравнено по всему профилю. В почвах лесного типа наблюдается дифференциация механического состава по глубине профиля—содержание глины самое высокое в верхней части горизонта «В». В каких пределах колебался текстурный коэффициент, пока еще нам не ясно. Известно, что для почв г. Кубрат он превышал 1,28.

Химический состав. а) Содержание карбонатов в поверхностном горизонте первой погребенной почвы равно 5,46—15,73% (табл.), при-

* Окраска определена по японской стандартной почвенной цветной шкале (Standard Soil Color Chart, Tokyo, Japan).

** Механический состав определен по методу Н. А. Качинского.

чем оно увеличивается с севера на юг. Эта закономерность в современном почвенном покрове противоположна. При этом максимальная глубина, на которой появляются карбонаты, возрастает, а их количество к югу от Дуная уменьшается. В этой зависимости сменяются карбонатные, типичные и выщелоченные черноземы. Повышение содержания карбонатов в южном направлении в первой погребенной почве объясняется вторичным ее засолением после образования лёссового горизонта, содержащим большое количество карбонатов. Этот вторичный процесс засоления был вызван увеличением осадков в области и сопровождался интенсивными карбонатно-иллювиальными процессами. Это подтверждается распределением карбонатов по глубине почвенного профиля. В прибрежной полосе Дуная, где количество осадков колеблется в пределах 500—550 мм, а глубина залегания первой погребенной почвы более 5—8 м, на содержание карбонатов не оказал или оказал слабое влияние процесс погребения. В распределении карбонатов по профилю наблюдается постепенное увеличение от поверхности к основанию.

К югу, однако, с увеличением количества осадков (до 650 мм) и уменьшением глубины залегания почвы (до 2—2,5 м), горизонт с самым низким содержанием карбонатов в профиле появляется гораздо глубже, постепенно переходя в нижней части в гумусовый и в верхней части в переходный горизонт. От этого горизонта как вглубь, так и к поверхности количество карбонатов увеличивается. Следует отметить, что увеличение карбонатов вглубь унаследовано от первоначального их распределения в почве, а к поверхности—является результатом карбонатно-иллювиальных процессов, связанных с погребением почвы. Однако повсюду количество карбонатов резко увеличивается в горизонте «С».

На количество карбонатов и их распределение по профилю почвы значительное влияние оказал и микрорельеф. В лёссовых почвах отмечено более интенсивное вымывание первичных и более сильное вымывание вторичных карбонатов.

Карбонаты представлены в виде псевдомицелия и конкреций. В Придунайской полосе псевдомицелий появляется в гумусовом горизонте, а на юге—все глубже и глубже, причем в самых южных районах он отсутствует вовсе. Карбонатные конкреции встречаются в горизонте «С», имеют гладкую поверхность, диаметр их в среднем 1—2 см. К югу, где первая погребенная почва лежит ближе к поверхности, отдельные зернистые карбонатные конкреции диаметром 0,2—0,7 см наблюдаются и в верхних горизонтах и представляют вторичное образование.

б) Почвенная реакция первой погребенной почвы щелочная—рН в H_2O равно 8,4—8,6 (табл.), что объясняется присутствием в ней карбонатов. При погребении она, вероятно, имела как щелочную, так и нейтральную или кислую реакцию.

в) Между компонентами валового химического состава преобладает SiO_2 . В поверхностном горизонте почвы его содержание варьирует от 60,17 до 69,78%, причем наблюдается его уменьшение к югу от Дуная. Это обусловлено в основном увеличением в южном направлении содержания карбонатов. В кремнеземной бескарбонатной массе этих же почв его количество меняется от 68,96 до 71,26%, т. е. на 2,30%, а в почвах, сформированных на песчанистом лёссе, достигает 74,82%.

Уменьшение SiO_2 в южном направлении в силикатной бескарбонатной части почвы связано с нарастанием R_2O_3 . Содержание в поверхностном горизонте почвы равно 19,18—22—05%, причем количество Fe_2O_3 варьирует от 4,64 до 5,86%, Al_2O_3 —от 14,47 до 16,62%, а TiO_2 —от 0,60 до 0,80%. Содержание Fe_2O_3 и Al_2O_3 выше, а TiO_2 одинаково

Механический состав, гумус, рН и карбонаты в первой погребенной почве

Горизонт и мощность в м	Цвет в сухом состоянии	Потери от обработки HCl	Механический состав (размер частиц в мм)							Гумус	Карбонаты	рН
			>0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	<0,001	<0,01			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
с. Златия, Михайловградский окр.												
A ₁	7,10—7,50	10 УК 7/2	8,1	0,3	22,2	38,2	6,0	5,8	19,4	31,2	0,52	5,46
A ₂	7,50—7,72	10 УК 6/3	6,6	0,7	22,0	39,4	5,8	6,2	19,3	31,3	0,54	6,41
A ₃	7,72—7,90	10 УК 6/3,5	6,0	0,3	23,5	39,0	6,3	6,2	18,7	31,2	0,57	5,19
B ₁	7,90—8,13	10 УК 5/3	3,7	0,4	23,5	41,4	4,8	7,5	18,7	31,0	0,46	3,17
B ₂	8,13—8,30	10 УК 6,5/3,5	2,3	1,7	21,9	42,5	4,8	7,9	18,9	31,6	0,49	2,24
B ₃	8,30—8,50	10 УК 6,5/3	2,9	0,6	25,4	41,2	3,4	8,2	18,3	29,9	0,43	0,97
B ₄	8,50—8,70	10 УК 6/3	2,1	0,2	25,3	41,1	3,8	8,8	18,7	31,3	0,46	0,80
C ₁	8,0—8,87	10 УК 6/3	3,2	0,2	23,4	40,1	5,9	5,5	21,7	33,1	0,53	0,63
C ₂	8,87—9,50	10 УК 7/3	2,0	0,4	25,7	40,4	7,6	5,0	18,9	31,5	0,40	1,55
C ₂	9,50—9,90	10 УК 7/3	1,6	0,2	31,0	36,5	5,5	8,6	16,7	30,7	0,32	0,32
с. Мечка, Плевенского окр.												
A ₁	5,30—5,60	7,5 УК 5/4	14,6	0,0	15,4	34,8	6,7	7,2	20,5	35,2	0,71	13,20
A ₂	5,60—5,80	7,5 УК 5/4	15,3	0,0	15,5	33,7	5,4	7,7	22,4	35,5	0,73	12,69
B ₁	5,80—6,00	7,5 УК 5,5/3	16,2	0,0	15,3	34,2	5,8	6,7	21,8	34,3	0,68	15,10
B ₂	6,00—6,28	7,5 УК 5,5/3	19,0	0,0	14,9	34,4	5,2	5,9	20,6	31,7	0,61	16,29
B ₃ C ₁	6,28—6,40	7,5 УК 6/3	23,4	0,0	16,0	33,1	4,0	4,8	18,7	27,5	0,43	26,98
C ₂	6,40—6,60	7,5 УК 6,5/3	25,1	0,0	17,0	32,9	4,4	4,2	16,4	25,0	0,39	22,54
с. Сломер, Тырновский окр.												
A ₁	2,50—2,80	7,5 УК 5/4	16,4	0,0	11,9	29,9	7,2	7,2	27,4	41,8	0,65	11,82
A ₂	2,80—3,00	7,5 УК 5/4	13,4	0,0	9,4	34,1	5,1	6,1	31,7	43,1	0,74	11,52
A ₃	3,00—3,20	7,5 УК 5/4	14,3	0,0	10,4	31,2	6,4	6,2	31,5	44,1	0,66	8,50
B ₁	3,20—3,35	7,5 УК 5/4	16,1	0,0	11,0	31,1	6,4	6,2	28,7	41,8	0,64	14,48
B ₂	3,35—3,47	7,5 УК 5/4	15,7	0,0	11,4	31,5	7,2	6,0	28,2	41,4	0,62	15,37
B ₃ C ₁	3,47—3,60	7,5 УК 5,5/4	17,9	0,0	14,8	29,0	5,7	4,7	27,9	38,3	0,63	16,65
C ₃	3,78—3,93	7,5 УК 6/3	27,6	0,0	11,4	31,8	5,0	6,1	18,1	29,2	0,32	20,97

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
с. Царевец, Тырновский окр.													
A ₁	6,10—6,38		13,3	0,0	12,4	37,6	7,7	6,6	22,4	36,7	0,61	8,82	8,5
A ₂	6,38—6,56		14,2	0,0	13,3	34,4	6,6	7,2	22,3	36,1	0,71	9,70	8,6
A ₃	6,56—6,73		14,1	0,0	11,1	37,3	7,5	7,4	22,6	37,5	0,72	10,08	8,5
B ₁	6,73—6,95		16,9	0,0	9,4	37,3	7,1	6,0	23,3	36,4	—	11,72	8,5
B ₂	6,95—7,07		18,5	0,0	14,1	33,8	6,6	5,3	21,7	33,6	0,71	14,11	8,4
B ₃	7,07—7,35		20,1	0,0	13,0	34,1	5,9	6,5	20,4	32,8	0,44	14,99	8,5
B ₄	7,35—7,55		21,2	0,0	13,2	34,7	6,6	5,0	19,3	30,9	0,40	16,38	8,5
B ₅ C ₁	7,55—7,85		24,6	0,0	12,5	34,3	6,1	5,2	17,3	28,6	—	20,44	8,6
C ₂	7,85—8,05		29,0	0,0	11,6	37,4	6,1	4,5	11,4	22,0	0,15	25,96	8,6
с. Паскалевец, Тырновский окр.													
A ₁	1,70—1,87		—	—	—	—	—	—	—	—	0,80	15,73	
A ₂	1,87—2,06		16,4	1,5	9,2	26,5	6,4	7,7	32,3	46,4	0,80	15,98	
A ₃ B ₁	2,06—2,22		19,5	0,0	10,1	26,9	5,6	5,0	32,9	43,5	0,80	11,69	
B ₂	2,22—2,37		19,7	0,7	9,8	26,9	6,0	4,3	32,6	42,9	0,77	14,86	
B ₃	2,37—2,57		19,8	0,0	9,5	26,5	7,1	7,2	29,9	44,2	0,70	17,16	
C ₁	2,57—2,77		29,1	3,6	8,3	26,9	5,1	5,6	21,4	32,1	0,41	27,45	
C ₂	2,77—2,94		32,4	0,0	9,8	8,0	5,9	5,3	18,6	29,8	0,25	27,52	
Тутракан I													
A' ₁	4,53—4,80	7,5 УК 6/3	10,1	0,0	11,1	41,0	5,6	8,3	23,9	37,8	0,71	8,66	
A' ₂	4,80—5,00	7,5 УК 5,5/4	6,7	0,0	12,6	41,4	6,0	7,9	25,4	39,3	0,70	5,18	
A' ₃	5,00—5,20	7,5 УК 5,5/4	4,2	0,0	14,8	41,7	5,9	7,6	25,8	39,3	0,69	1,40	
A ₁	5,20—5,40	7,5 УК 5/3	5,6	0,0	11,5	40,9	6,3	7,4	28,3	42,0	0,77	1,44	
	5,40—5,60		4,3	0,0	12,2	41,0	6,1	7,0	29,4	42,5	0,76	1,42	
A ₂	5,60—5,85	7,5 УК 5/3,5	4,6	0,0	11,5	41,5	6,0	8,2	28,2	42,4	0,65	1,00	
B ₁	5,85—6,11	7,5 УК 5/3,5	3,9	0,0	9,4	42,3	5,4	10,4	28,6	44,4	0,61	1,52	
B ₂	6,11—6,25	7,5 УК 5/4	5,6	0,0	12,3	39,8	8,0	7,5	26,8	42,3	0,64	3,19	
B ₃	6,25—6,45	7,5 УК 5/4	5,8	0,0	11,8	40,8	6,2	9,0	26,4	41,6	0,64	3,73	
B ₄	6,45—6,65	7,5 УК 5/5	8,7	0,0	14,5	38,4	4,3	8,0	26,1	38,4	0,53	2,88	
C ₁	6,65—6,86	7,5 УК 7/3,5	12,4	0,0	10,9	40,5	4,2	7,3	24,7	26,2	0,37	3,96	
Кубрат													
A ₁	2,40—2,58		16,8	0,0	11,9	30,1	8,4	7,9	24,9	41,2	0,87	10,49	
A ₂	2,58—2,80		10,0	0,0	9,6	33,2	8,0	7,8	31,4	47,2	0,81	3,80	
B ₁	2,80—3,10		6,3	0,0	11,8	31,7	7,1	9,4	33,7	50,2	0,81	2,04	
B ₂	3,10—3,35		3,1	0,0	11,7	32,2	9,1	8,0	35,9	53,0	0,59	1,09	
B ₃	3,35—3,60		2,5	0,0	10,9	34,2	8,5	9,9	34,0	52,4	0,58	0,91	
B ₄	3,60—3,80		2,7	0,0	12,2	35,5	8,7	8,0	32,9	49,6	0,25	1,37	
B ₅ C ₁	3,80—3,92		9,5	0,0	15,4	29,1	9,1	8,4	28,5	46,0	0,25	11,00	
C ₂	3,92—4,19		29,0	0,0	10,0	28,8	8,0	8,4	15,8	32,2	0,30	28,50	

или выше по сравнению с его содержанием в лёссе, на котором была сформирована почва*. Большое влияние на количество R_2O_3 в первой погребенной почве оказывал микрорельеф.

Молекулярное отношение $\frac{SiO_2}{R_2O_3}$ равно 5,38—6,12 и уменьшается к югу от Дуная, что связано с увеличением в этом направлении содержания глины и степени выветривания.

Молекулярное отношение $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$ варьирует от 6,87 до 7,97%, а $\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$ — от 30,33 до 38,60%.

Сумма $CaO+MgO$ в поверхностном горизонте первой погребенной почвы ниже, чем в лёссе, на котором она сформулирована, из-за меньшего содержания карбонатов и слюд. Количество CaO варьирует от 2,81 до 7,74% и увеличивается в связи с увеличением содержания карбонатов к югу от Дуная. Количество MgO (1,97—3,18%) уменьшается в южном направлении по мере уменьшения содержания слюд.

По сравнению с лёссом, первая погребенная почва имеет и меньшее количество щелочноземельных элементов (K_2O и Na_2O). Это объясняется, с одной стороны, более низким содержанием слюд, а с другой — благоприятными условиями выщелачивания, которые происходили в почве перед ее погребением. Количество K_2O равно 1,81—2,46%, а Na_2O —1,12—2,63%; с севера на юг их содержание уменьшается.

Уменьшение K_2O связано главным образом с более низким содержанием слюд, а Na_2O — более интенсивным режимом промывания в южном направлении.

По валовому химическому составу первая погребенная почва принадлежит к черноземному типу. Здесь не наблюдается дифференциации в распределении отдельных компонентов по глубине профиля. Исключение составляет CaO , который изменяется так же, как и карбонаты. Такая дифференциация может быть в лесных почвах, однако данных в настоящее время мы не имеем.

г) Содержание гумуса (табл.) в верхнем горизонте первой погребенной почвы колеблется в узких пределах — от 0,52 до 0,87%, но с увеличением механического состава наблюдается и увеличение его содержания. По глубине профиля содержание гумуса постепенно уменьшается. Хотя его содержание весьма низкое в почвах с ясно выраженной дифференциацией механического состава, но все же отмечается некоторый скачок на границе между горизонтами «А» и «В»; количество гумуса в горизонте «В» уменьшается на 25—30% по сравнению с горизонтом «А».

Генетический тип. Результаты исследований дают нам основание считать, что первая погребенная почва принадлежит к двум генетическим типам — черноземному и лесному.

Черноземы занимали, почти целиком, лёссовую полосу в западной и средней частях Дунайской равнины и значительные площади ее восточной части. В соседних с Дунаем районах они были представлены карбонатными черноземами, перешедшими на юге в типичные и выщелоченные. Граница между этими подтипами проходила немного севернее границы, которая наблюдается у современного почвенного покрова.

Лесные почвы (вероятно, серые) были распространены в основном в восточной части лёссовой области (к востоку от р. Русенский Лом).

* Данные приведены в процентах к силикатной массе без потерь от прокаливании.

ЛИТЕРАТУРА

- Бойков П. Лъсът в Северна България и почвите образувани върху него. Сп. на Бълг. геол. д-в т. VIII., кн. 1, 1936.
- Минков М. Лъсът и льосовидните седименти между реките Скомля и Огоста. Труды върху геологията на България, сер. стратиграфия и тектоника, кн. 1, 1960.
- Минков М. Лъсът в Северна България, София, 1968.
- Ярков Д. Лъсът и льосовидните седименти в България. Известия на почвения институт при БАН, кн. III, 1956.
- Fotakieva E. and Minkov M. Volume 12 of the Proceedings of the VII Congress of INQUA, USA, 1965.
- Fotakieva E. Revue de géographie physique et de géologie dynamique (2), vol. XII, fasc. 2, Paris, 1970.
- Fotakieva E. Arbeitstagung der Lösskommission der Internationalen Quartärvereinigung INQUA, Bulgarien, 1970.

МЕЖДУНАРОДНАЯ КОМИССИЯ ПО БЕРЕГОВЫМ ЛИНИЯМ

Комиссия была основана на IV Конгрессе международной ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА) в Риме, в августе 1953 г.; ее президентом стал профессор А. Бланк, секретарем д-р А. Сегре. Автор данной работы был членом Комиссии.

Следующее заседание Комиссии состоялось на V Конгрессе ИНКВА в Мадриде в 1957 г. На этот Конгресс было представлено несколько важных докладов. На VI Конгрессе ИНКВА в Варшаве Комиссии пришлось с прискорбием сообщить о кончине профессора А. Бланка. Профессор Р. Галон, генеральный секретарь Конгресса, обратился к профессору В. Файрбриджу (США) с просьбой занять председательское место на заседании Комиссии. На этом заседании профессор Файрбридж был избран президентом, а автор данной работы стал секретарем и председателем Подкомиссии по береговым линиям Америки.

На варшавском совещании было решено, что Комиссия возьмет на себя подготовку «Аннотированной библиографии по береговым линиям четвертичного периода». Подготовка проводилась президентом и секретарем, и библиография была опубликована перед VII Конгрессом ИНКВА, который состоялся в Боулдере (США). Выполнение этой работы было осуществлено благодаря субсидии из Национального научного фонда США. Книга включает около 2400 статей, написанных в 1945—1965 гг. Блестящее сотрудничество всех членов Комиссии и Подкомиссии позволило довести эту работу до конца.

Приложение, написанное в 1965—1969 гг., было опубликовано вскоре после VIII Конгресса ИНКВА, который состоялся в Париже в августе 1969 г. Приложение содержит около 1800 статей из многих стран мира. На Парижском Конгрессе автор был избран президентом Комиссии, д-р Р. Галон (Польша)—вице-президентом, а д-р Д. Кольхаун (США)—секретарем.

В настоящее время Комиссия насчитывает 87 членов, которые распределены по следующим Подкомиссиям.

1. Северо-Западная Европа, председатель—д-р Х. Кливе (ГДР).
2. Средиземное и Черное море, председатель—д-р Р. Хей (Англия).
3. Еврафрика, председатель—д-р О. Дэвис (Южн. Африка).
4. Америка, председатель—д-р Д. Кольхаун (США).
5. Тихий и Индийский океан, председатель—д-р Э. Джилл (Австралия).

Некоторые Подкомиссии созывают полевые конференции; наибольшей активностью отличается группа северо-западной Европы, которая устраивает такие совещания каждый год. Подкомиссия по Средиземному и Черному морю недавно (в апреле 1973 г.) провела поле-

вую конференцию в Сицилии и Калабрии (Италия) под руководством д-ра Руджиери (Италия).

Продолжается работа над вторым Приложением к «Аннотированной библиографии по береговым линиям четвертичного периода», и мы надеемся, что работа будет опубликована вскоре после IX Конгресса ИНКВА, который намечено провести в Новой Зеландии в декабре 1973 г.

К настоящему времени (июнь, 1973 г.) уже подготовлено около 1750 статей и предполагается, что второе приложение может содержать около 2500 статей. Это отражает повышение интереса к изучению береговых линий и все более тесное сотрудничество членов Комиссии и других геологов-четвертичников.

Автору хотелось бы выразить свою особую признательность советским геологам-четвертичникам, оказавшим наибольшую помощь в представлении соответствующих материалов и статей, за их сотрудничество. В особенности следует отметить О. М. Петрова, П. В. Федорова, Л. А. Невескую и В. К. Гуделиса.

В заключение автор обращается с пожеланиями дальнейшего сотрудничества ко всем геологам, работающим над проблемами береговых линий четвертичного периода, стратиграфии, палеонтологии и морской геологии. Отiski или резюме (на русском, английском, французском или немецком языках) будут с радостью приниматься. Если это окажется слишком поздно для второго приложения, то их можно будет включить в третье приложение, которое подготавливается к X Конгрессу ИНКВА в 1977 г.

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СССР

М. Н. ГРИЩЕНКО

СТРАТИГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ВЕРХНЕГО ДОНА

В бассейне Верхнего Дона, охватывающем территорию до 3000 км², формирование плейстоценовых отложений происходило в сложных геоморфологических условиях при несомненном влиянии неотектонических процессов, резко меняющейся климатической обстановки и других факторов, обусловивших сложность строения и литологическое многообразие пород плейстоценовой толщи.

Длительное изучение этих отложений, особенно в последние 10—15 лет в связи с геологическими съемками разного масштаба и тематическими исследованиями, выявило не только новые детали в составе и строении плиоценовых отложений, но и новые комплексы осадков, позволяющие представить геологическую историю описываемой территории существенно отличающейся от прежних представлений и уточнить стратиграфическую схему плейстоцена.

Новая схема полностью укладывается в унифицированную схему и вместе с тем сближается с более детально разработанными схемами других регионов. (См. схему).

Очень сложной в бассейне В. Дона оказывается толща доднепровских отложений. В верхней части бассейна Дона и Цны выявлена древнейшая морена, залегающая в глубоких рывинах с подошвой до 60 м ниже уреза воды и насыщенная местным материалом из доплейстоценовых отложений.

Сложившееся ранее представление о распространении в бассейне Дона лишь одной морены послужило основанием для некоторых исследователей объединять эту морену с мореной максимального оледенения днепровской эпохи (Маудина, 1968; Еремин, 1966). В действительности между нижней и днепровской мореной залегает толща аллювиально-озерных отложений с остатками богатой флоры, сближающей их с доднепровскими озерными отложениями лихвинского обнажения у г. Чкалина. При этих условиях выявленная здесь морена представляет собой естественное продолжение окской морены на юг, в бассейн Дона. Следы такой морены фиксировались многими исследователями в непосредственной близости от нашей территории в бассейне Оки и верховьях Дона (Утехин, 1948; Николаев, 1935), а также материалы исследований последнего времени (Севастьянов, Разумова, Осколков).

Описываемый комплекс ледниковых отложений мы называем «мичуринским».

Залегающий между двумя моренами «тамбовский» комплекс аллювиально-озерных отложений с диатомитом охарактеризован богатыми спорово-пыльцевыми спектрами, фиксирующими на диаграмме два климатических оптимума, отмеченных максимумами пыльцы широколиственных древесных пород (дуб, вяз, липа) (Маудина, 1968). Этот комплекс соответствует беловежским слоям региональной схемы с *Viviparus pseudoartensis*, *V. tiraspolitanus*, выделенных в региональной стратиграфической схеме для Окско-Донской равнины (Краснов, 1967; прилож. I, лист 2).

В южной части Окско-Донской равнины выделяются еще два днепровских комплекса аллювиально-озерных отложений, выступающих в обнажении правого берега Дона близ г. Новохоперска, дополненного буровой скважиной Гидропроекта. Эти отложения датируются лихвинским межледниковьем.

Русловая фация аллювия этого комплекса, залегающая ниже уреза воды, и выступающая над урезом пойменная фация (глины с прослоями торфа), составляют самостоятельный комплекс отложений, выделяемый в нашей схеме как «новохоперский» с остатками семенной флоры (*Azolla interglacialica*, *Salvinia natans*, *Naja marina*), фауной моллюсков (*Viviparus diluviana*, *V. sinzovi*, *V. fasciatus*) и сложным палинологическим комплексом (Никитин, Дорофеев, 1953; Лапатников, 1959; Анапова, 1964).

Верхняя часть этого разреза, залегающая непосредственно под мореной с остатками той же фауны моллюсков древнеэвксинского комплекса и мелких млекопитающих (Агаджанян, 1972) позднеэвксинского комплекса (*Miomys intermedius*, *Pitymys arvaloides*, *Microtus arvalinus*), выделяется П. А. Никитиным (1933) под названием «демшинский» и полностью опубликована в 1957 г. (*Azolla jiliculoides*, *Bracenia nehringii*, *V. schöteri*, *Nuphar advena* и др.).

Отложения днепровского горизонта среднего плейстоцена хорошо выделяются по эрратическим валунам в морене (М. Н. Грищенко, 1961) и в флювиогляциальных отложениях, которыми сложен «оз» в окрестностях г. Воронежа, а также «озо-камовых» отложениях в верховьях Воронежа (Маудина, 1970). Мощность морены редко превышает 25 м; а максимальная мощность отложений воронежского «оза» достигает 70 м.

Послеледниковые отложения полнее всего представлены в речных долинах в виде террасовых накоплений*. Все террасы имеют двухъярусное строение. Нижняя часть их сложена породами, отвечающими межледниковьям или интерстадиалам, а верхняя—оледенениям или стадиям их.

Средним плейстоценом датируется наиболее высокая 4-я (кривоборьевская) и 3-я (эрозионная, подгоренская) террасы.

Остальные террасы относятся к верхнему плейстоцену.

Верхнепалеолитические донские стоянки связаны с отложениями, соответствующими 2-й низкой (павловской) террасе и более молодым верхнеплейстоценовым отложениям, по времени отвечающим мологосхескнинскому межледниковью, а иногда и моложе.

Голоценовые отложения представлены тремя разновозрастными комплексами аллювия поймы, расчленение и датировка которых произведена по схеме М. И. Нейштадта (1957).

* Схема их разработана совместно с Ю. Ф. Дурневым.

Стратиграфическая схема плейстоценовых отложений бассейна Верхнего Дона

Унифицированная стратиграфическая шкала					Краткая характеристика геологических процессов	Стратиграфические подразделения по А. И. Москвитину (1970)
Система	Отдел	Ярус	Надгоризонт и горизонт	Террасы		
1	2	3	4	5	6	7
АНТРОПОГЕН	Голоцен	Современный	Поздний	Низкая пойма до 3 м.	Эрозионный врез и накопление аллювия; культурные остатки эпохи бронзы и моложе, 10—20 м. Спорово-пыльцевые спектры лесостепного и степного типа.	Субатлантический
			Ранний и средний	Высокая пойма. До 5 м.	Эрозионный врез и накопление руслового и пойменного аллювия с погребенными почвами; культурные остатки эпохи неолита и бронзы. Древний член у с. Щучье, 10—20 м. Спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа.	Атлантический Бореальный
			Древний	Боршевский комплекс 5—6 м.	Слабый эрозионный врез и накопление аллювия. Богатые спорово-пыльцевые спектры с участием пыли широколиственных пород. (Верхи разреза террасы на стоянке Боршево П).	Арктический
	Плейстоцен Верхний	Валдайский надгоризонт	Осташковский (балтийский)	Гремяченский уступ I н. п. террасы. 5—8 м.	Эрозионный врез, накопление аллювия и пролювия в долине, делювия на склонах и в балках. Бедные спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыли травянистых при участии хвойных и мелколиственных древесных растений.	Осташковское
				1-я н. п. (ямнинская) терраса 8—10 м.	Эрозионный врез, накопление аллювия и пролювия в долине, делювиальные солифлюкционные отложения на склонах и в балках, мерзлотные деформации. Палеолитические стоянки К—IV, Боршево II и их аналоги. Верхнепалеолитический комплекс фауны млекопитающих 15 м.	оледенение со стадиями
				2-я н. п. низкая (подклетненская) терраса 14—18 м.	Перигляциальный аллювий и пролювий в долинах, делювиально-солифлюкционные отложения на склонах и в балках. Палеолитические стоянки К—I, слой 4 и 5, Гагарино и их аналоги. Верхнепалеолитический комплекс млекопитающих 5—8 м.	и фациями

1	2	3	4		5	6	7
АНТРОПОГЕН	п л е й с т о ц е н	Верхний	Валдайский надгоризонт	Мологошеск- синский		Эрозионный врез и накопление аллювия нижней части террасы с маломощными прослоями пепла, погребенными почвами и мерзлотными деформациями; делювий на склонах и в балках, спорово-пыльцевые спектры с участием широколиственных. Палеолитические стоянки К—I, слой 1, 2 и их аналоги. Верхнепалеолитический комплекс млекопитающих, 15 м.	Мологошеск- синский
				Калининский	2-я н. п., высокая (павловская) терраса 23—27 м.	Перигляциальный аллювий и пролювий верхней части террасы в долинах, делювиально-солифлюксионные отложения на склонах и в балках 15 м.	Калининский
			Микулинский	3-я н. п. (аккумулятивная (духовская) терраса 7 33—37 м.	Эрозионный врез и накопление аллювия нижней части террасы с торфяником, погребенной почвой и мерзлотными деформациями в верхней части. Остатки болотно-луговой семенной флоры; спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа на севере, степного—на юге. 15—18 м.	Микулинское межледниковье	
				3-я н. п. (эрозионная) терраса 45—47 м.	Перигляциальный аллювий верхней части террасы, делювиально-солифлюксионные отложения на склонах и в балках. До 20 м.		Московский
		Среднерусский надгоризонт	московский	4-я н. п. (кривоборьевская) терраса 60 м.	Неглубокий эрозионный врез, местами небольшой мощности аллювий на террасе, делювий на террасе и на склонах 3—5—10 м.	Перигляциальный аллювий в долинах и половодно-ледниковые отложения в понижениях за пределами долин, обедненные спорово-пыльцевые спектры. 15—20 м.	

1	2	3	4	5	6	7		
АНТРОПОГЕН	Плейстоцен	Средний	Средне-русский надгоризонт	одинцовский		Эрозионный врез, накопление нижней части аллювия с двумя горизонтами погребенных почв и двумя горизонтами криотурбаций в верхней пойменной фации, с семенной и спорово-пыльцевой флорой оврага „Ясли“ у Кривоборья, фауной моллюсков и мелких млекопитающих карьера „Стрелица“. До 20 м.	Одинцовский	
				днепровский	Донской комплекс	Эрозия и экзарация; отложение морены с многочисленными отторженцами (до 30 м) подморенных, надморенных и внутриморенных флювиогляциальных и лимногляциальных пород. Формирование воронежского „оза“ (до 70 м), озокамовые образования в верховьях Дона, конечные морены.	Днепровский	
			Лихвинский	Демшинский комплекс	Слабый эрозионный врез, накопление верхней части аллювиально-озерных отложений с семенной флорой демшинского комплекса. До 30 м.	Ивановское		
				Новохоперский комплекс	Глубокий эрозионный врез и выполнение его аллювием с остатками семенной флоры новохоперского комплекса, фауной моллюсков древнеэвксинского типа и остатками мелких млекопитающих позднетираспольского комплекса, 10—25 м.	межледниковье		
				Тамбовский комплекс	Аллювиально-озерные отложения в понижениях древнего рельефа: пески, супеси, глины, диатомиты, охарактеризованные богатыми спорово-пыльцевыми спектрами с двумя максимумами широколиственных. До 25 м.			
				Мичуринский комплекс	Эрозия и экзарация; продвижение ледника на юг по правым притокам Пра-Оки; морена и сопровождающие ее флювиогляциальные отложения; отторженцы. До 10 м.	Березинское (нижнее) ледниковье		
		Нижний	Белорусский надгоризонт	Окский горизонт	ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН			
							Иловайская подсвита яманьской свиты.	Лихвинское межледниковье

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А. К.* Раннеплейстоценовые грызуны Приазовья и Дона. В сб.: «Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек», Изд. МГУ, М., 1972.
- Ананова Е. Н.* Новые данные о флоре лихвинского межледниковья. Бюлл. МОИП, отдел биологии, т. XIX (6), 1964.
- Грищенко М. Н.* Материалы к характеристике ледниковых отложений донского ледникового языка. Научные записки ВЛТИ, т. XXIV, Воронеж, 1961.
- Еремин А. В.* Геология и полезные ископаемые Тамбовской области. Изд. Тамбовского ин-та усовершенствования учителей, Тамбов, 1966.
- Краснов И. И.* Региональная унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР. Труды ВСЕГЕИ. Материалы по четвертичной геологии, в. 6, М., 1967.
- Лопатников М. И.* К истории растительности степной зоны Русской равнины. Сб.: «Ледниковый период на территории СССР». Изд. МГУ, 1959.
- Маудина М. И.* Погребенное озеро одинцовского века в районе г. Мичуринска. Бюлл. Комисс. по изучению четверт. периода, № 35, 1968.
- Маудина М. И.* Явления ледникового выпихивания и сопряженные с ними озо-камовые образования на северо-западе Тамбовской области. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Центральных районов Европейской части СССР», в. 6, М., 1970.
- Нейштадт М. И.* История лесов и палеогеография СССР в голоцене. Изд. АН СССР, М., 1957.
- Никитин П. А.* Четвертичные флоры низового Поволжья. Труды Комис. по изуч. четверт. периода, т. 3, в. I, 1933.
- Никитин П. А., Дорофеев П. И.* Четвертичная флора района г. Новохоперска. Бюлл. Комисс. по изучению четверт. периода, № 17, 1953.
- Никитин П. А.* Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области. М.—Л., 1957.
- Николаев Н. И.* Четвертичные отложения Старой Рязани. Изв. МГГТ, т. III, в. 2, 1935.
- Утехин Д. Н.* К вопросу о неоднократности оледенений территории Калужской, Тульской, Рязанской областей. «Советская геология», № 28, 1948.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ПЛЕЙСТОЦЕНА И СКОРОСТЬ СЕДИМЕНТАЦИИ ЛЁССОВОЙ ФОРМАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ УССР ПО ДАННЫМ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО МЕТОДА

Породы лёссовой формации представляют собой своеобразные геологические образования, условия седиментации которых отражают неоднократные изменения определенных геологических процессов, происшедших в прошлом. Сейчас еще пока трудно восстановить конкретную палеогеографическую обстановку, в которой происходило накопление пород лёссовой формации. Однако технические достижения в области геохронологии позволяют в настоящее время подойти к решению вопроса о времени и скорости формирования лёссовых пород. Мы уже сейчас располагаем многими абсолютными датировками, полученными различными методами для целого ряда плейстоценовых образований. Пока главная трудность состоит в том, чтобы выявить связь между значениями возраста, установленного физическими методами, и условными геологическими возрастными единицами, полученными палеонтологическим, литологическим и геоморфологическим методами.

Любая шкала геологического возраста должна быть построена путем интерполяций между некоторыми событиями, которые не только могут быть датированы средствами абсолютной геохронологии, но также точно поставлены на место в относительной геологической шкале, основанной на стратиграфии.

Поэтому, исследуя термолюминесцентные свойства различных плейстоценовых осадочных отложений с целью возможного их датирования, мы старались использовать лишь тот геологический материал, который имеет четкое стратиграфическое положение в разрезе.

Теоретические возможности термолюминесцентного (ТЛ) метода дают основание полагать, что этим методом можно успешно датировать некоторые типы субэаральных образований и, на основании полученных датировок, рассчитать скорость седиментации того или иного горизонта.

Термолюминесценция—это свойство минералов при нагревании испускать кванты света. Отличительной особенностью термолюминесценции является то, что процессы накопления в кристаллической решетке минералов светосуммы и выделение ее при нагревании разделены во времени, которое может измеряться десятками тысяч лет. Количество запасенной минералом светосуммы пропорционально времени его активирования фоновой радиацией в природных условиях. Под воздействием естественной активации в кристаллической решетке минерала происходит перемещение электронов из валентной зоны в зону проводимости. В результате чего часть электронов, получив дополнительную энергию, локализуется в различных дефектах кристаллической решетки. Происходит заполнение так называемых локальных уровней.

Количество электронов, накопившихся на локальных уровнях, обусловлено количеством поглощенной дозы радиации. Электроны, при прочих равных условиях, могут находиться в ловушках длительное время. Таким образом, накопленная в кристаллической решетке минерала светосумма находится в фиксированном состоянии и может освобождаться только при нагревании минерала.

Таким образом, то обстоятельство, что светосумма в форме потенциальной энергии электронов, перемещенных на локальные уровни под действием ионизирующего излучения примесных радиоэлементов, способна достаточно долго сохраняться в кристаллической решетке минералов с момента их образования, дает основание использовать ТЛ эффект для определения относительного и абсолютного возраста.

Величина светосуммы определяется графически при помощи так называемых кривых термовысвечивания, которые представляют собой графическое выражение зависимости интенсивности свечения от температуры. Ордината кривой—это интенсивность свечения при данном значении температуры, откладываемая на оси абсцисс. Если нагрев образца в процессе термолюминесценции производился с постоянной скоростью, то значения интенсивности и температуры будут линейно зависеть от времени высвечивания. Из этого следует, что площадь, ограниченная кривой, будет пропорциональна числу электронов, запасенных на уровнях захвата.

Величина светосуммы оценивается по площади, ограниченной кривой термовысвечивания или по интенсивности какого-либо из максимумов высвечивания. В наших исследованиях мы оценивали количество запасенной образцом светосуммы по высоте максимума термовысвечивания при температуре 230°C.

Изучая термолюминесцентные свойства пород лёссовой формации, нами было установлено, что интенсивность термолюминесценции закономерно возрастает от молодых к более древним отложениям с максимумом термовысвечивания при 230°C.

Поскольку породы лёссовой формации представляют собой полиминеральные образования, возникла необходимость установить, какие минеральные компоненты определяют термолюминесценцию лёссовых пород. Для этого ТЛ анализу подвергались отдельно глинистые минералы, а также минералы тяжелой и легкой фракции, выделенные из пород. Было установлено, что глинистые минералы и минералы тяжелой фракции не определяют характер термолюминесценции лёссовых пород. Это позволило сделать вывод о том, что термолюминесцентный эффект лёссовых пород обусловлен свечением минералов легкой фракции, в которой преобладает кварц.

Известно, что кварц в породах лёссовой формации является терригенным материалом и поэтому, казалось бы, должен иметь светосумму, пропорциональную времени кристаллизации минерала, т. е. с момента его образования.

Проведенные нами исследования показали, что кварц, прежде чем войти в состав лёссовых пород, под действием механической дезинтеграции, ультрафиолетового излучения и поверхностных температур почти полностью утратил свою первичную (кристаллизационную) светосумму.

Подтверждением подобного вывода служит также и то, что кварц, отобранный с поверхности современной почвы, не имеет термолюминесцентного эффекта, хотя у лёссовых пород, залегающих под почвой, отмечается появление термолюминесценции. Следовательно, в кристаллической решетке кварца, входящего как породообразующий минерал в состав лёссовых пород, сформировалась светосумма уже после седиментации кварца в лёссовой породе.

Кварц из лёссовых пород характеризуется системой локальных уровней, опустошающихся при температурах 230 и 290°C. В процессе образования исходного кварцевого материала, его транспортировки и отложения первичная ТЛ кварца в зернах с размером 0,05—0,005 мм сокращается до условного нуля. После седиментации пылеватого кварца в составе лёссовых пород, под действием фонового радиоактивного излучения происходит аккумуляция вторичной или возрастной светосуммы в виде энергии электронов, перемещенных на локальные уровни. Характер заполнения локальных уровней в кристаллической решетке кварца во время природной радиоактивации таков, что в первую очередь заполняются более мелкие энергетические уровни, которые соответствуют на кривой термовывечивания максимуму при 230°C. Чем продолжительнее время активации, тем более значительной будет интенсивность этого максимума. Затем при насыщении энергетических уровней, соответствующих пику 240°C, происходит заполнение локальных уровней, отвечающих высокотемпературным пикам 280, 320, 360°C, но для этого требуются промежутки времени, превышающие миллион лет. Поэтому в лёссовых породах высокотемпературные пики отсутствуют.

В природных условиях активация кварца происходит под действием всего спектра фонового радиоактивного излучения. Дискуссионным остается вопрос, за счет какой части спектра происходит преимущественная активация кварца. Большинство исследователей склонны считать, что основным активатором является альфа-излучение, которое несколько меньше гамма- и бета-излучений.

Изучая ТЛ свойства кварца, выделенного из пород лёссовой формации, было установлено, что он является хорошим ТЛ дозиметром, пригодным для определения количества поглощенной им дозы радиации и, следовательно, продолжительности его активации. Для исследуемого кварца характерна глубина уровня захвата, вполне достаточная, чтобы исключить потерю светосуммы в промежутке времени, сопоставимом с длительностью плейстоцена. По нашим подсчетам, глубина уровня захвата, обуславливающая максимум свечения при температуре 230°C, в кварце составляет 1,27 эв, что позволяет проводить датирование в пределах 1,5—2 миллионов лет.

С момента вхождения кварца в состав лёссовых пород в его кристаллической решетке формируется возрастная (вторичная) светосумма, за счет поглощения кварцем энергии фоновой радиации. Отсюда, интенсивность ТЛ кварца прямо пропорциональна времени его природной радиоактивации. Зная величину ТЛ, выраженную через кривую термовывечивания (ТВ) и природную радиоактивность, представляется возможным рассчитать скорость запасаения светосуммы кварцем в год. После определения естественной ТЛ, отожженный кварц активируется гамма-излучением дозой, необходимой для образования на локальных уровнях кристаллической решетки светосуммы, по величине равной природной. После чего можно получить отношение количества поглощенной дозы к скорости запасаения светосуммы, которая и выразит продолжительность природной радиоактивации образца, т. е. момент вхождения кварца в состав данного горизонта.

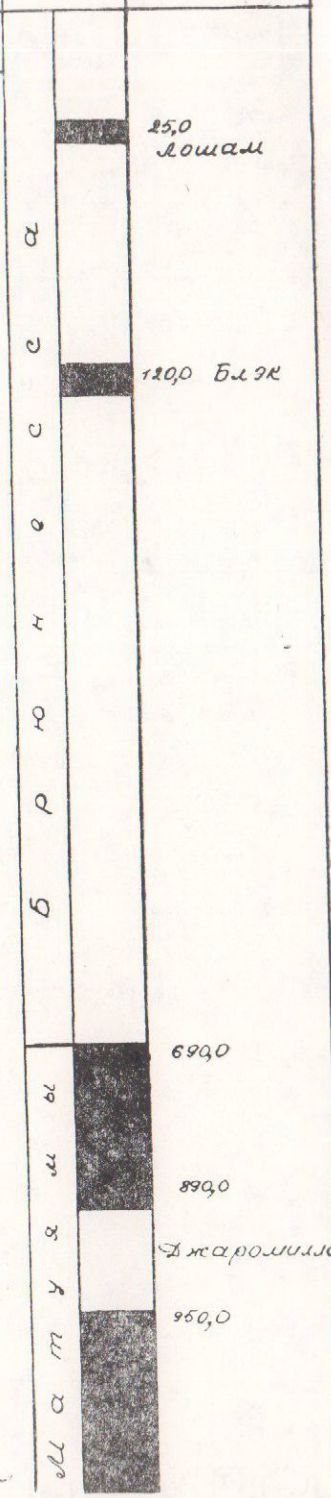
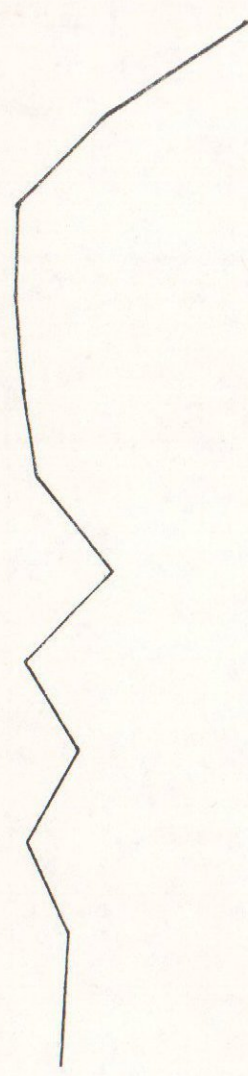
Расчет возраста производился по следующей формуле:

$$T = \frac{D}{C}, \text{ где}$$

- T—время, за которое сформировалась возрастная светосумма;
 D—значение поглощенной дозы;
 C—скорость запасаения светосуммы.

Хронологическая шкала лессовой формации СССР
(по данным термолюминесцентного анализа)

Основные подразделения	Схема МСК 1964г	Схема Л.Ф. Жолкича и др. 1970		Субархальные отложения	Возраст в тыс. лет	Длительность интервала	Скорость осадконакопления (мм/год)	Палеомагнитная шкала	Возраст по K-Ar в тыс. лет
	Горизонты	Яруса	Зоны						
Плиоцен		Плиоцен		Современная погба	9,0		0,01 0,05 0,1 0,15 0,2 0,25		
Верхний плейстоцен Q ^{III}	Осташковский	Верхний Q ^{III} Белорусский	Q ⁴ _{III}	11,0 12,0 16-17,0 25,9	10,0-25,0	170,0 - 10,0	Q ⁴ _{III}	25,0 Лошам	
	Молого-Шекснинский		Q ⁵ _{III}	36,2 45,6	35,0-45,0		Q ⁵ _{III}		
	Калужинский		Q ² _{III}	56,0 53,0 105,5	50,0-100,0		Q ² _{III}		
	Микучинский		Q ¹ _{III}	109,0 163,0	100,0-170,0		Q ¹ _{III}		120,0 Бл. Зк
Средний плейстоцен Q ^{II}	Московский	Средний Q ^{II} Днепровский	Q ⁴ _{II}	186,0 215,0 236,0	180,0-240,0	400,0 - 170,0	Q ⁴ _{II}		
	Однцовский		Q ⁵ _{II}		240,0-260,0		Q ⁵ _{II}		
	Днепровский		Q ² _{II}	260,0 270,0 280,0 290,0	260,0-300,0		Q ² _{II}		
	Лужвинский		Q ¹ _{II}	320,0 330,0 370,0 400,0	320,0-400,0		Q ¹ _{II}		
Нижний плейстоцен Q ^I	Окский	Нижний Q ^I Белорусский	Q ⁴ _I	450,0 471,0	450,0-470,0	520,0 - 400,0	Q ⁴ _I		
	Беловежский		Q ³ _I	530,0	480,0-580,0		Q ³ _I		
			Q ² _I	600,0	590,0-600,0		Q ² _I		
			Q ¹ _I	923,0	700,0-920,0		Q ¹ _I		890,0 Джаровица
Верхний плиоцен N ³ ₂								950,0	



Подсчет ошибки измерения производился по формуле

$$B = \frac{D \cdot \Delta\alpha + \alpha \Delta D}{\alpha^2}, \text{ где}$$

B —ошибка возраста;

D —ошибка поглощенной дозы;

α —ошибка значений альфа-активности.

Всего было продатировано 12 разрезов, расположенных в различных геоструктурных районах Украины. По этим разрезам получено 24 термолюминесцентные датировки, охватывающие интервал по времени от 25 до 923 тыс. лет.

Лёссовые породы Украины на протяжении последнего столетия изучались целым рядом видных ученых, таких как П. Я. Армашевский, А. В. Гуров, А. И. Набоких, В. Д. Ласкорев, В. И. Крокос, Д. К. Биленко, В. Г. Бондарчук, П. К. Заморий, А. И. Москвитин, И. Л. Соколовский, А. П. Ромоданова, М. Ф. Веклич, А. А. Величко и др. Работами этих ученых созданы основы современных представлений о генезисе и стратиграфии лёссовой формации. Однако до настоящего времени остается нерешенным целый ряд вопросов, касающихся «лёссовой проблемы». Поэтому используя данные, полученные сравнительно новым методом датирования пород лёссовой формации, нам хотелось бы проанализировать новый материал, касающийся длительности плейстоцена и, в особенности, скорости седиментации пород лёссовой формации. Необходимость постановки такого рода исследований вытекает из противоречивости мнений о возрасте лёссов вообще и, следовательно, о их стратиграфическом подразделении. Поскольку образование лёссовых горизонтов обычно связывается с эпохами оледенений, то появляется возможность создания временной шкалы основных событий плейстоцена.

Имеющиеся на сегодняшний день датировки охватывают почти все горизонты лёсса и разделяющих их ископаемых почв. Исключение составляют отложения одинцовского горизонта и наиболее древних раннеплейстоценовых погребенных почв. Основные датировки по лёссовым породам приведены на рисунке. Они с различной степенью обеспеченности характеризуют временные интервалы основных эпох лёссонакопления. Для сопоставления полученных данных по лёссовым породам с ледниковыми образованиями были использованы датировки по всему лихвинскому разрезу, где особый интерес представляют лихвинские ледниковые слои и днепровская морена. Помимо этого, имеется ряд датировок днепровской морены на территории Украины.

В результате проведенных исследований оказалась вполне сопоставимая сходимость датировок лихвинских межледниковых отложений у г. Чекалин и погребенных почв и торфяников этого же возраста на территории Украины. Имеющиеся отклонения в сторону омоложения северных разрезов в общем незначительны и не противоречат материалам, полученным по изменению возраста с юга на север более молодых межледниковых образований. В таких пределах и в том же направлении изменяется возраст днепровских ледниковых отложений.

Как видно из рисунка, длительность эпох лёссонакопления и почвообразования различных горизонтов плейстоцена неодинакова. Нижнеплейстоценовые отложения образовались в интервале от 920 до 400 тыс. лет, среднеплейстоценовые—400—170 тыс. лет, верхнеплейстоценовые—170—10 тыс. лет. Что касается голоценовых отложений, то по ним имеется лишь несколько датировок современной почвы радиоуглеродным методом, одна из которых оказалась равной 9 тыс. лет.

Полученные материалы позволяют подойти к постановке вопроса о скорости седиментации лёссовых пород на протяжении различных эпох в плейстоцене. Для этого нами были взяты усредненные мощности того или иного горизонта лёсса (по которому имеются термолюминесцентные датировки). Имея временной интервал их образования, рассчитывалась скорость осадконакопления. Здесь мы должны оговориться, что нами учитывалось уплотнение осадков естественным путем, безусловно, значительно изменившее первоначальную мощность осадков.

Для лёссов, сопоставимых с ошашковскими (Q_{III}^4), скорость накопления составляет 0,24 мм в год, для молодого-шекснинской, брянской (Q_{III}^3) погребенной почвы—0,1 мм в год, для калининского горизонта лёсса (Q_{III}^2)—0,024 мм в год, для микулинской погребенной почвы (Q_{III}^1)—0,21 мм в год. Как видно из приведенных данных, в верхнем плейстоцене, охватывающем временной интервал от 10 до 170 тыс. лет, наибольшая скорость седиментации была в молодого-шекснинское (брянское) время.

В среднем плейстоцене (170—400 тыс. лет)—в московское время Q_{II}^4 скорость осадконакопления составляла 0,025 мм в год, в одинцовское Q_{II}^3 —0,03 мм в год, в днепровское Q_{II}^2 —0,1 мм в год, в лихвинское Q_{II}^1 —0,02 мм в год. Таким образом, наибольшая скорость седиментации в среднем плейстоцене была в днепровское время—0,1 мм в год.

В нижнем плейстоцене, охватывающем наиболее продолжительный промежуток во времени с 400 до 923 тыс. лет, скорость седиментации пород лёссовой формации была наименьшей. В период окского минимума она составляла 0,06 мм в год, Q_I^3 —0,02 мм в год, Q_I^2 —0,05 мм в год, Q_I^1 —0,04 мм в год.

Таким образом, располагая первыми сведениями о скорости седиментации пород лёссовой формации в пределах УССР, можно предположить, что наиболее интенсивные процессы седиментации происходили в верхнем плейстоцене, что было обусловлено интенсивными процессами размыва и переотложения больших масс ледниковых и водно-ледниковых отложений.

М. Ф. ВЕКЛИЧ, Н. А. СИРЕНКО

ПОЧВООБРАЗОВАНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ В ПЛИОЦЕНЕ И АНТРОПОГЕНЕ

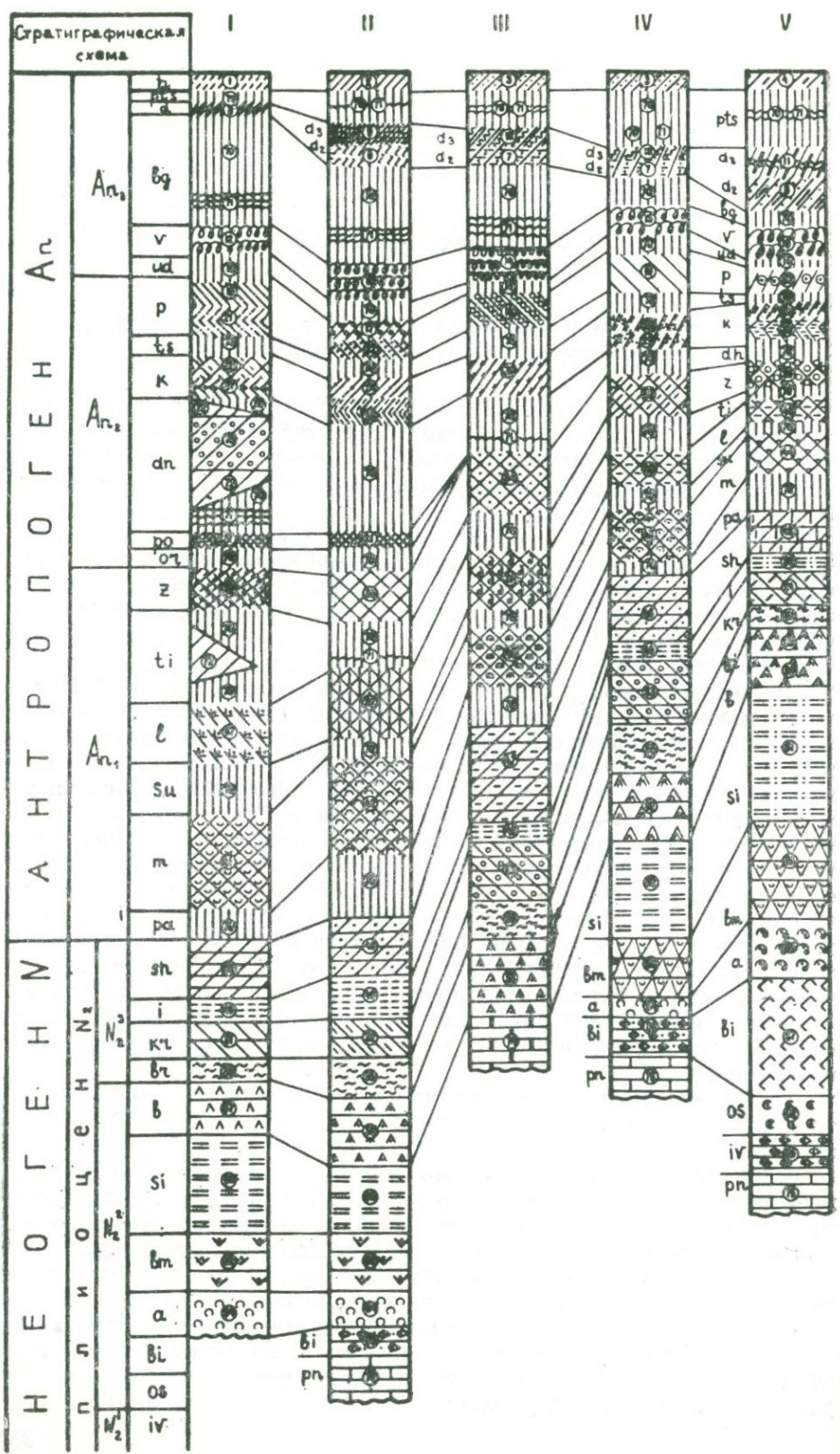
С появлением органического мира на суше почвообразование протекает непрерывно. Однако масштаб и характер проявления этого процесса неоднократно изменялись в течение геологической истории. Особенно резкие изменения почвообразование претерпевает в плиоценовое и антропогенное время.

Комплексное (макро- и микроморфологическое, химическое, физическое и др.) изучение разновозрастных ископаемых почв и закономерностей их географического распространения на территории Украины позволило проследить важнейшие этапы развития процессов почвообразования в течение этого времени.

В плиоцене, изученном менее детально, чем антропоген (особенно в части аналитической, в связи с чем почвы этого возраста изображены на рис. обобщенно), выделяется одиннадцать, а в антропогене—девять этапов почвообразования. Каждый из этапов отличается определенным характером почвообразования, масштабом его проявления, а также зонально-географическими закономерностями. При этом плиоцен и антропоген имели свои специфические особенности. Главная из них заключается в большей контрастности почвенных процессов в антропогене, чем в плиоцене, проявившейся в чередовании горизонтов полноразвитых ископаемых почв с горизонтами лёссов. В плиоцене изменялись лишь характер и интенсивность почвообразования, обусловленные менее контрастными и менее дифференцированными колебаниями гидротермических условий, что вызвало чередование в разрезе горизонтов красноцветных и серо- и буроцветных почв. Эти отличия нашли отражение и в усложнении широтной почвенной зональности в антропогене, например, в формировании множества зональных типов почв, более однородных в плиоцене.

Дифференциация почвенных процессов в плиоцене—антропогене нарастала со временем, но стала чрезвычайно резкой в среднем и позднем антропогене.

Горизонты красноцветных почв плиоцена (см. рис.), залегающие выше понтических известняков, представлены мощными, хорошо сформированными почвенными образованиями, морфогенетические признаки которых близки к современным ксерофитно-лесным, кустарниково-степным и саванно-степным почвам субтропического пояса (*terra rossa*, красно-бурые, красновато- и красно-коричневые и другие почвы). Резко выраженной зональности в почвенном покрове этого времени на территории Украины еще не установлено. Плиоценовые сероцветные почвы сформированы, по-видимому, в более умеренных, в сравнении с красноцветными почвами, условиях.



Сводные разрезы плиоценовых и антропогеновых почв Украины.

I. Среднее Приднепровье (по опорным разрезам гг. Прилуки, Чигирин, сс. Вязовок, Завадовка, Ломаное, Витачев, Песчаное и др.). II—Порожистое и Надпорожистое Приднепровье (по опорным разрезам сс. Старые Кайдаки, Таромское, Спасское, Губинна, Николаевка, Гавриловка, Ивановка, г. Запорожье и многие др.). III—Северное Причерноморье (по опорным разрезам сс. Приморское, Широкое, Тузлы, гг. Ильичевск, Одесса—Черноморка, Лузановка—Дофиновка, Рыбаковка, Широкая Балка и др.). IV—Левобережье Нижнего Днепра и Северное Приазовье (по опорным разрезам сс. Любимовка, Васильевка, Крестовка, Мироновка, Широкино, г. Жданов и многие др.). V—Степной Крым (по опорным разрезам сс. Северное, Раздольное, Богатырь, Солёное Озеро, Береговое, у оз. Кизил-Яр и др.).

Почвы. h—голоценовый горизонт: 1—серые лесные почвы, черноземы глубокие, 2—черноземы обыкновенные, 3—черноземы южные, 4—черноземы южные в комплексе с темно-каштановыми почвами; d—дофиновский горизонт: 5—черноземоподобные почвы, 6—черноземы мучнисто-карбонатные, 7—черноземы южные мучнисто-карбонатные, 8—черноземы южные и каштановые почвы, солонцеватые, 9—бурые степные почвы, 10—бурые степные солонцеватые почвы, 11—серо-бурые солонцеватые почвы; v—витачевский горизонт: 12—буроземовидные почвы; 13—коричневато-бурые почвы, 14—красновато-бурые солонцеватые и осолоделые почвы, 15—бурые солонцеватые почвы; p—прилукский горизонт: 16—черноземы луговых степей, выщелоченные и оподзоленные, 17—черноземы карбонатно-мицеллярные, 18—серовато-коричневые полигенетические почвы, 19—коричневато-серые полигенетические почвы, 20—коричневато-серые полигенетические солонцеватые почвы, 21—бурые лесные лёссированные почвы, 22—черноземовидные почвы; k—кайдакский горизонт: 23—дерновые, луговые, черноземовидные почвы, 24—черноземы выщелоченные и оподзоленные, 25—черноземы обыкновенные, 26—черноземы южные, 27—серые лесные почвы, 28—бурые лесные оподзоленные, лёссированные почвы, 29—бурые лесные остепненные почвы, 30—коричневато-бурые почвы, 30—коричневато-бурые почвы; ро—потягальловский горизонт: 31—буро- и буровато-коричневые почвы; z—завадовский горизонт: 32—бурые лесные коричневатые почвы, 33—коричневые почвы, 34—красно-бурые почвы, 35—красновато-коричневые почвы, 36—коричневые остепненные и серо-коричневые почвы. 1—лубенский горизонт: 37—луговые, черноземовидные, бурые лесные почвы с признаками лёссаважа, 38—светло-коричневые почвы с признаками лёссаважа, 39—красно-светло-бурые почвы, 40—светло-коричневые солонцеватые почвы и почвенные породы; m—мартношский горизонт: 41—лугово-коричневые почвы, 42—коричневые слитые почвы, 43—красновато-коричневые слитые почвы, 44—красновато-коричневые солонцеватые почвы; sh—широкинский горизонт: 45—сероцветные слитые почвы и почвенные отложения, 46—красновато-коричневые почвы и почвенные отложения, 47—красно-коричневые почвы и почвенные отложения, 48—коричневые солонцеватые почвы и почвенные отложения; i—ильичевский горизонт: 49—сероцветные почвы и почвенные породы, 50—бурые почвенные породы; кг—крыжановский горизонт: 51—буро- и сероцветные почвы и почвенные отложения, 52—красно-бурые почвы, 53—красно-бурые солонцеватые почвы, 54—красновато-коричневые остепненные почвы и почвенные отложения; br—березанский горизонт: 55—светлые глины с 1—2 сероцветными почвами, 56—бурые почвенные породы; b—береговский горизонт: 57—красно-бурые выщелоченные почвы и почвенные отложения, 58—красно-бурые карбонатные почвы и почвенные отложения, 59—красно-коричневые, красно-бурые солонцеватые почвы и почвенные отложения, si—сиверский горизонт: 60—светлые глины со многими (5—6) сероцветными почвами, 61—буровато-светло-серые глины со многими (5—6) сероцветными и коричневыми почвами; bt—среднебогдановский горизонт: 62—красно-коричневые карбонатные почвы и почвенные отложения, 63—красно-бурые загипсованные почвы и почвенные отложения, a—айдарский горизонт: 64—сероцветные почвы и почвенные породы; bi—нижебогдановский горизонт: 65—terra rossa, 67—буро-красные карбонатные почвы, os—оскольский горизонт: 68—оливково-желтые почвенные породы с серо-цветными и коричневыми почвами, iv—иванковский горизонт: 69—

terra rossa, 70—лёссы лёссовидные отложения; 71—эмбриональные и слабо развитые почвы в лёссах и лёссовидных отложениях; 72—суглинки водно-ледниковые, 73—морена; 74—глины и известняки; 75—известняки нижнеплиоценовые (понтические — рп).

На преобладающей части территории Украины почвенный покров в раннем антропогене сохраняет субтропические черты, то более слабые, приближающиеся к почвообразованию умеренных широт (на территории нынешней лесостепи—бурые лесные, буровато-коричневые, черноземовидные и др. почвы), то более типичные, сходные с особенностями почв субаридного и аридного Средиземноморья (на границе нынешней северной и южной степи—коричневые, красновато-коричневые почвы, их луговые и слитые варианты).

В среднем антропогене появляются типичные образования суббореального пояса (бурые и серые лесные, черноземные, лугово-черноземные почвы). Становится более отчетливой стадийность почвообразования. Почвенные свиты (или педокомплексы) нередко представлены разнотипическими образованиями (на рисунке показаны лишь почвы климатических оптимумов).

У почв позднего антропогена резко уменьшаются мощность и степень глинистости минеральной массы, заметно возрастает карбонатность и загипсованность, особенно в Приазовье и в степном Крыму. Все это свидетельствует об аридизации физико-географических условий времени их формирования.

Н. Н. КОСТЕНКО

КАРТА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Впервые в масштабе 1 : 1500000 составлена и подготовлена к изданию карта четвертичных отложений Казахской ССР и прилегающих территорий других союзных республик. Карта республики площадью более 3000000 кв. км, простирающейся от Каспийского моря до границ с КНР и характеризующейся весьма сложным устройством, составлена в Южно-Казахстанском геологическом управлении коллективом геологов: А. А. Мاستрюковой, Н. И. Бочаровой, Л. М. Тихомировой, Л. М. Исхаковой. Редакционная коллегия утверждена приказом министра Геологии Каз. ССР в составе: Г. С. Ганешин, А. Ф. Калмыков, В. А. Мартынов, А. А. Мастрюкова, Г. Ц. Медоев, С. М. Мухамеджанов, К. В. Никифорова, П. В. Федоров, Л. С. Черных, А. Н. Шандыба, А. Н. Шубин; главный редактор Н. Н. Костенко.

Для составления карты использован опубликованный и фондовый картографический материал около 300 авторов. Естественно, он оказался весьма разнородным по содержанию, масштабу, детальности нагрузки и по легенде. Кроме специальных карт четвертичных отложений масштабов 1 : 500000—1 : 1000000 не имеющих для всей территории, в той или иной мере использованы карты общегеологической съемки масштабов 1 : 500000—1 : 200000 (участками и более крупного), карты гидрогеологические, геоморфологические и др. Все это потребовало проведения специальных редакционно-увязочных маршрутов как наземных, так и аэровизуальных—на вертолетах. Последние применялись главным образом в труднодоступных районах высокогорья Тянь-Шаня, Джунгарии, Алтая.

Корреляционной увязке весьма разнородного и неравноценного материала в значительной мере способствовали обобщающие работы по стратиграфии позднекайнозойских отложений Казахстана, из числа которых нельзя не упомянуть следующие: для Центрального Казахстана—исследования К. В. Никифоровой (1960), Е. В. Шанцера, Т. М. Микულიной, В. Ю. Малиновского (1967), Г. Ц. Медоева (1944, 1956), А. С. Сарсекова (1953); для северной части Казахстана и Прииртышья—А. А. Бобоедовой (1963), У. Н. Мадерии, В. А. Мартынова (1962, 1966), С. А. Архипова (1965), О. М. Адаменко (1963), И. Г. Зальцмана (1967); для Алтая и всего Северо-Восточного Казахстана—работы В. П. Нехорошева (1926, 1930, 1971), В. А. Обручева (1931), Е. Н. Щукиной (1940, 1960), Б. А. Борисова (1963), В. С. Ерофеева (1963), В. М. Мацуй (1970), Е. В. Девяткина (1963), О. А. Раковец (1963), Ю. П. Селиверстова (1957), И. С. Чумакова (1957, 1965).

Джунгарский Алатау освещен в работах В. А. Обручева (1909, 1940), Н. Н. Горностаева (1929), С. В. Калесника (1933), Л. К. Диден-

ко-Кислицыной (1965); район Прикаспия—П. Ф. Федорова (1957, 1960), Ю. М. Васильева (1961); Приаралье и Туранская низменность—И. П. Герасимова (1930), А. Л. Яншина (1957), Н. А. Когай (1960); Мугоджары и Южный урал—В. Л. Яхимович (1958), Н. Н. Яхимович, Е. Д. Тапалова, С. О. Хондкариана, В. А. Лидера; западные отроги Тянь-Шаня и хр. Каратау—В. В. Галицкого (1933, 1943), Н. П. Васильковского (1935), Ю. А. Скворцова (1934, 1962), Г. Ф. Тетюхина (1966).

Четвертичные отложения Казахстана в целом освещались в работах Н. Г. Кассина (1936, 1947), Н. Н. Костенко (1945, 1956, 1963). Корреляции позднекайнозойских отложений способствовали также данные о развитии рельефа Казахстана и республик Средней Азии, изложенные в монографиях З. А. Сварнчевской (1961, 1965).

Общие принципы построения легенды карты

Легенда разработана по общепринятому в настоящее время для подобных карт стратиграфо-генетическому принципу, что отличает ее от общегеологической. Генезис отложений изображен наиболее выразительным средством показа—цветом, а возраст—оттенком. Древние отложения показаны густой краской; чем отложения моложе, тем краска дается светлее.

Литологическая характеристика показанных на карте отложений хотя и не отражена специальными условными знаками, но легко вычитывается из самого названия из генезиса. Например, лёссы и лёссовидные породы представлены суглинками, эоловые отложения—пески, причем преимущественно мелкозернистые; ледниковые—это глинисто-валунные и глыбово-галечные отложения и т. п.

Легендой предусмотрена дополнительно следующая нагрузка карты. Показаны в высокогорных районах постоянные снежники и ледники. Коренные породы, обнаженные на крутых склонах, показаны цветом, а перекрытые чехлом субэаральных отложений мощностью до 10 м, показаны способом просвечивания. Последние имеют распространение только в северной части карты. Нанесены границы позднекайнозойских морских трансгрессий: максимального распространения акчагыльской (как установленного, так и предполагаемого), максимального распространения раннехвалынской (+49 м), максимального распространения позднехвалынской (0 м), максимального распространения первой новокаспийской (—22 м), максимального распространения второй новокаспийской трансгрессий (—25 м).

На карте показаны главнейшие позднеальпийские тектонические разломы, места находок фауны позвоночных, моллюсков и микрофауны, палеолитические стоянки. Не нанесена на карту граница максимального распространения древнечетвертичного оледенения, поскольку оно было только горным и следы его сохранились лишь фрагментарно; морены во многих случаях перемыты при отступании ледников и генезис таких отложений нередко вызывает дискуссии.

Генезис отложений, показанных на карте

На карте выделены отложения как моногенетические, образовавшиеся в основном под воздействием какого-либо одного агента (реки, моря, ветра), так и сложные, возникшие под совместным воздействием двух процессов. Например, отложения делювиально-пролювиальные, озерно-аллювиальные и т. п.

Буквенная индексация генезиса дана в латинском алфавите сокращенно, согласно современным требованиям—однобуквенно для основ-

ных генетических типов и из двух букв—для отложений сложного генезиса. Так, аллювиальные отложения показаны одной буквой «а», отложения аллювиально-озерные показаны индексом «al». Выделены и показаны на карте следующие генетические типы: элювиальные образования (e), элювиальные образования и делювиальные отложения нерасчлененные (ed), делювиальные отложения (d), коллювиальные отложения (с), коллювиально-делювиальные отложения (cd), солифлюкционные отложения (s), коллювиально-солифлюкционные отложения (cs), делювиально-солифлюкционные отложения (ds), делювиально-пролювиальные отложения (dp), аллювиальные отложения (a), озерные отложения (l), хемогенные отложения (h), озерно-аллювиальные отложения (la), озерно-делювиальные отложения, или такыры (ld), пролювиальные отложения (p), аллювиально-пролювиальные отложения (ap), ледниковые отложения (lg), флювиогляциальные отложения (f), золотые отложения. В тех случаях, когда они налегают на дочетвертичные породы, показаны индексом «v». При налегании на четвертичные отложения того или иного генезиса и возраста образований это показано знаменателем дроби, в числителе которой показан римской цифрой возраст золотых отложений. Например, золотые отложения средневерхнечетвертичного возраста, залегающие на нижнечетвертичных озерно-аллювиальных отложениях (цвет их в кружочках на желтом поле), показаны на карте так:

$$\frac{v \text{ II—III}}{la \text{ I}}$$

На карте индексом «L» выделены лёссы и лёссовидные породы как полигенетические образования со специфическими инженерно-геологическими свойствами и важным народнохозяйственным значением. При сведении карт различных авторов приходилось сталкиваться с таким положением, что единый лёссовый плащ одним из авторов рассматривался в качестве золотых отложений, а другим—аквалных. В действительности же лёссы полигенетичны по условиям образования и специфичны по своим свойствам, что и отражено индексом «L».

Индексом «Sa» обозначены субаэральные отложения, практически не расчлененные по генезису при мелкомасштабном картировании. Накапливаются они под воздействием процессов золотых и делювиальных, в меньшей степени—пролювиальных. Представлены преимущественно суглинками, песками, супесями, местами содержат прослой гравия, дресвы, щебня. Залегают покровами в северных районах Казахстана. На карте они показаны вертикальной пунктирной штриховкой, нанесенной на подстилающие породы различного возраста и генезиса, то есть применен метод просвечивания.

Кроме рассмотренных, на карте показаны болотные отложения (b), морские отложения (m), аллювиально-морские отложения (am).

Возрастные подразделения отложений, показанных на карте

Более четверти века остро дискутируется вопрос о границе между четвертичной (антропогеновой) и неогеновой системами. По этой проблеме в мае—июне 1972 г. был проведен в СССР Международный коллоквиум, на котором высказывались различные точки зрения. Выяснилось, что в настоящее время граница между неогеном и четвертичной системой проводится на одном из трех стратиграфических уровней. Наиболее низкое положение границы, принимаемое некоторыми учеными, датируется в абсолютном исчислении в 3,3—3,5 млн. лет. Оно совпадает с подошвой акчагыла Прикаспия, а в континентальных фациях—с основанием отложений, охарактеризованных молдавским фаунистическим комплексом или «молдавским руссильоном».

Среднее положение из принимаемых границ датируется в 1,6—1,8 млн. лет. Оно совпадает с подошвой апшеронских отложений Прикаспия, а континентальная фация отвечающих апшерону отложений содержит ископаемые остатки позвоночных таманского комплекса, наиболее древнюю часть которого рекомендуется выделять в самостоятельный псекупский комплекс.

Верхнее положение стратиграфической границы датируется в 0,69—0,70 млн. лет и отвечает подошве бакинских отложений Прикаспия и их континентальных аналогов, содержащих тираспольский фаунистический комплекс. С этого времени развивается наибольшее плейстоценовое похолодание как в северном, так и южном полушарии.

Международным коллоквиумом не было принято определенное решение о местоположении границы между неогеном и антропогеном. Однако было констатировано, что палеонтологические критерии, применяемые в комплексе с радиологическими и палеомагнитными датировками, позволяют коррелировать отложения различного генезиса весьма удаленных друг от друга регионов. Они дали возможность выявить упомянутые выше основные стратиграфические границы в планетарном масштабе.

На карте четвертичных отложений Казахстана и прилегающих территорий союзных республик граница между неогеном и антропогеном (четвертичной системой) проведена согласно официального постановления Межведомственного Стратиграфического Комитета СССР (МСК) от 12 апреля 1963 г. под морскими бакинскими отложениями и их континентальными аналогами, содержащими в Европе тираспольский фаунистический комплекс, а в Казахстане—сопоставимый с ним кошкурганский. Четвертичные отложения, согласно этого же постановления МСК, подразделены на: современные (голоцен)— Q_{IV} , верхнечетвертичные— Q_{III} , среднечетвертичные— Q_{II} , нижнечетвертичные— Q_I . Эти подразделения на карте показаны римскими цифрами без буквы Q. В некоторых случаях выделены нижняя и верхняя части приведенных стратиграфических подразделений. Это отражено арабской цифрой, стоящей справа от римской. Например, верхняя часть среднечетвертичных озерно-аллювиальных отложений показана так: IaII₂.

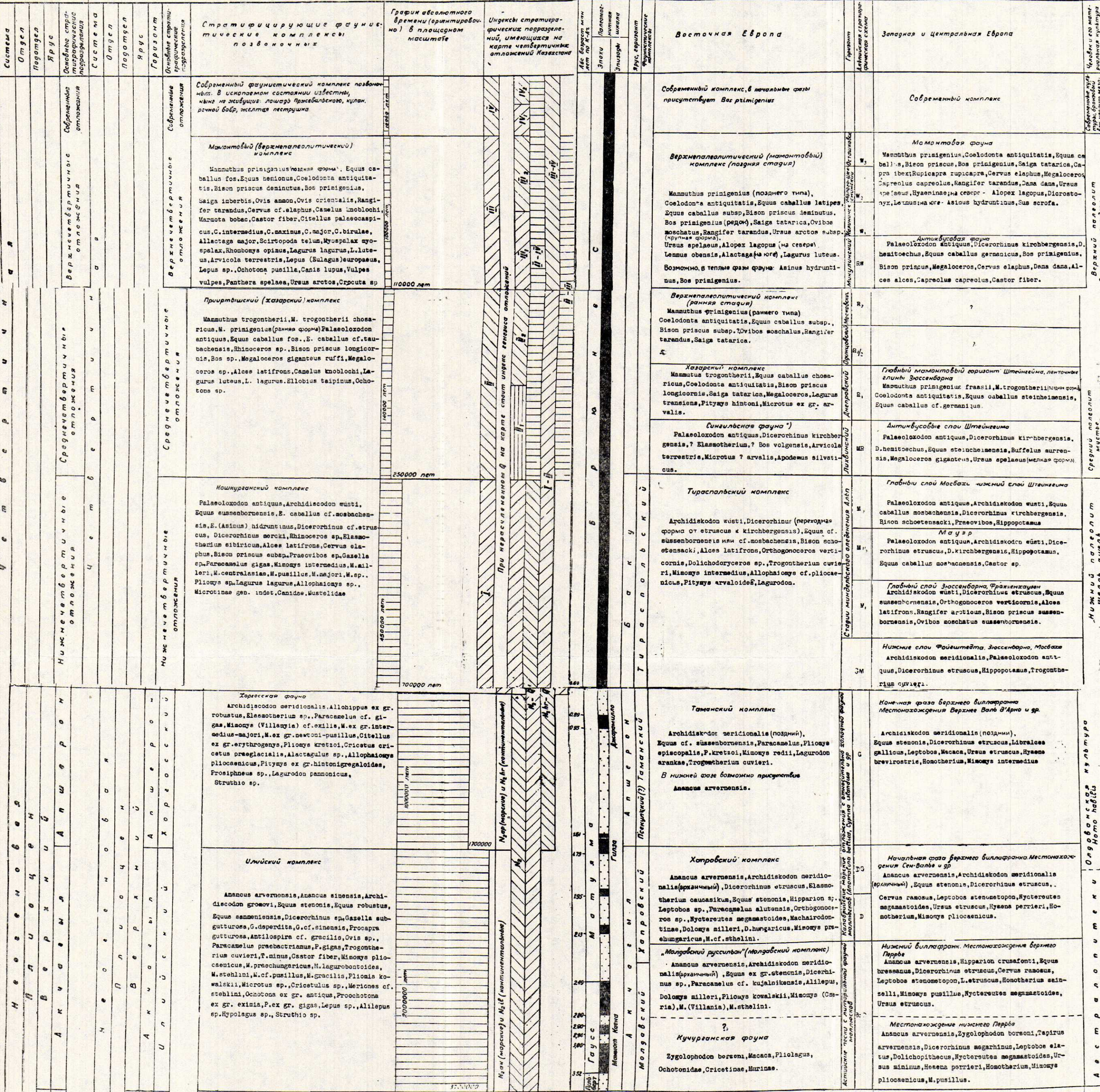
Учеными рекомендации о необходимости показа на карте четвертичных отложений также верхнеплиоценовых образований, поскольку вопрос о границе между ними еще не получил окончательного решения. Показаны верхнеплиоценовые отложения лишь там, где не покрыты четвертичными или залегают в едином седиментационном цикле с нижнечетвертичными ($N_2^3—Q_I$). Индекс на карте по современным требованиям упрощен, показан N_2 , а не N_2^3 . Таким образом, на карте выделены обнаженные морские отложения акчагыла и апшерона, а также их континентальные аналоги—унифицированные горизонты илийский и хоргосский, утвержденные постановлением МСК от 30 января 1970 г.

Климато-стратиграфический метод расчленения четвертичных отложений, применяемый в Европейской части Союза и Западно-Сибирской низменности, не мог быть использован для Казахстана и прилегающих экстрагляциальных территорий республик Средней Азии из-за отсутствия морен покровного оледенения и межморенных отложений. Для стратиграфического расчленения распространенных здесь четвертичных отложений, весьма различных по литолого-фациальному составу и генезису, применялся комплексный метод (Костенко, 1940). В нем главенствовал биостратиграфический метод, причем ведущее место принадлежало ископаемой фауне позвоночных, в основном млекопитающих. Общее значение этой фауны для стратиграфического расчле-

Схема стратиграфической корреляции

Н.Н. Костенко, 1972

Центральная стратиграфическая шкала СССР
 Стратиграфические подразделения позднекайнозойских отложений Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик
 Юг Европейской части СССР (по В.В. Миннер, К.В. Никитиной, М.А. Лейзер и др. 1972)
 Схема стратиграфических подразделений Евразии по фаунистическим комплексам позднекайнозойских отложений (сокращенно по В.И. Громову, М.Н. Алексееву, Э.А. Ван ден Бейн и др. 1965)



*) Возможно, митидеиский? (М.Н.)

нения молодых отложений впервые наиболее четко было показано В. И. Громовым (1948).

Стратифицирующие комплексы ископаемых позвоночных Казахстана, сопоставимые с европейскими, были выявлены В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко (1959, 1962); впоследствии дополнены автором на основании исследований последних лет. В частности, аспиранты К. Ж. Жилкибаев (1971) и Р. К. Камбариддинов (1969), работавшие под руководством В. Е. Гарутт, К. В. Никифоровой, Б. С. Кожамкуловой, пересмотрев казахстанский материал по остаткам Южного склона, выделили *Archidiskodon gromovi*, форму более архаичную, чем *Archidiskodon meridionalis*. Исследования Э. А. Вангенгейм, В. С. Зажигина, О. Д. Моськиной, П. Ф. Савинова дали новый весьма ценный материал по ископаемым грызунам.

Ископаемая фауна позвоночных, обнаруженная в позднекайнозойских отложениях Казахстана, показана на схеме стратиграфической корреляции, из которой видна сопоставимость ее с аналогичной фауной Европы. Последняя взята из работы В. И. Громова и др. (1965). На этой же схеме дан график абсолютного возраста (ориентировочно) выделенных стратиграфических подразделений и палеомагнитная шкала, приведенная в статье В. В. Меннера, К. В. Никифоровой и др. (1972). Эти авторы отмечают, что данные, полученные в СССР, совпадают с данными палеомагнитной шкалы Северной Америки, полученными А. Коксом, Р. Доеллом, Б. Далримпем. В обоих случаях для последних 4,5 млн. лет выделяются четыре крупные эпохи различной полярности магнитного поля, в пределах которых отмечается несколько эпизодов кратковременного изменения полярности.

Эпоха прямой нормальной полярности Брюнеса имеет продолжительность 0—0,69 млн. лет, обратной полярности Матуяма—0,69—2,43 млн. лет, прямой полярности Гаусса—2,43—3,32 млн. лет и обратной полярности Гильберта—3,32—4,45 млн. лет. Выяснилось, что границе палеомагнитных эпох Брюнес-Матуяма (0,69—0,70 млн. лет) соответствует граница между бакинским горизонтом и апшероном. В пределах обратной полярной эпохи Матуяма имеется нормально полярный эпизод Гилза, с которым примерно совпадает граница между апшероном и акчагылом (около 1,7 млн. лет); нижняя граница акчагыла недостаточно определена, ориентировочно она лежит в интервале 3,5—4,0 млн. лет.

Таким образом, показанные на карте Казахстана отложения, индексация которых отражена на этой же схеме, могут быть уверенно коррелированы с разновозрастными отложениями как Восточной, так и Западной Европы.

Нельзя не подчеркнуть, что карта позволяет видеть не только генезис и возраст четвертичных отложений, но и дает возможность судить в целом о крупных тектонических деформациях, которым подвергалась территория Казахстана в позднеальпийское время. Так, тектонические поднятия, приведшие к возникновению горного рельефа, обусловили образование специфичных по генезису отложений. Орогенный комплекс на карте отражен яркими красками коллювиальных, солифлюкционно-коллювиальных, солифлюкционных отложений, оконтуренных оливковыми цветами, а также аллювиально-пролювиальных отложений предгорных шлейфов. Выровненные поверхности сохранившегося в горах реликтового пенеппена выделяют цвета аллювиальных образований. Хорошо видны и тектонически опущенные участки, сложенные озерно-аллювиальными и озерными отложениями. Их генетическая окраска

видна благодаря методу просвечивания даже в тех случаях, когда сверху залегает чехол эоловых песков.

Малоамплитудные тектонические поднятия днища Тургайской ложбины легко вычитываются с карты при рассмотрении площадей распространения делювиального материала. Приподнятый Центрально-Казахстанский щит, на котором развит мелкосопочный рельеф, ясно выражен окраской эллювиально-делювиальных накоплений.

ЛИТЕРАТУРА

- Бажанов В. С., Костенко Н. Н.* Принципы стратиграфии антропогена Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., № 1, 1959.
- Бажанов В. С., Костенко Н. Н.* Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Изд. АН Каз. ССР, 1962.
- Громов В. И.* Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, моллюски). Тр. ИГН АН СССР, вып. 64, сер. геол., № 17, 1948.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И.* Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Европы. В сб.: «Корреляция антропогеновых отложений Северной Европы». «Наука», 1965.
- Костенко Н. Н.* О методике картирования четвертичных отложений Казахстана. «Советская геология», № 7, 1940.
- Меннер В. В., Никифорова К. В., Певзнер М. А., Алексеев М. Н., Гладенков Ю. Б., Гурарий Г. З., Трубихин В. М.* Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1972.

Г. М. ТОМИЛОВ, Е. П. СЕМЕНОВА, В. П. БОБЫКИНА,
Л. Б. ХЕРШБЕРГ

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

В связи с исследованиями шельфа дальневосточных морей, проводившимися в последние годы Дальневосточным государственным университетом, Тихоокеанской экспедицией Приморского геологического управления и другими организациями, получен обширный фактический материал по истории формирования прибрежной зоны этих морей в антропогене. В настоящее время этот материал находится в обработке. В статье излагаются некоторые предварительные данные по колебаниям уровня Мирового океана и климатическим изменениям четвертичного периода Дальнего Востока на примере Южного Приморья и Восточной Камчатки.

Развитие дальневосточных морей и прилегающих участков суши происходило под действием дифференцированных тектонических движений во времени и пространстве и эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Несмотря на значительные различия в геологическом и геоморфологическом строении прибрежной зоны дальневосточных морей, прослеживаются единые комплексы террас, обусловленные эвстатическими колебаниями уровня океана. Дифференцированные движения разного знака определяют неодинаковую их высоту. С эвстатическими колебаниями уровня океана хорошо увязывается периодическая смена климата, подтверждаемая многочисленными спорово-пыльцевыми анализами (данные Л. П. Карауловой, Е. М. Назаренко, Л. А. Федоровой, Н. А. Хотинского, А. И. Шлюкова). В настоящее время колебания уровня океана и климатические изменения представляются в следующем виде (рис.).

В начале раннечетвертичного времени в Приморье произошло общее поднятие, на что указывает эрозионный уступ, отделяющий четвертичные отложения от плиоцена. Амплитуда поднятий доходила, по данным И. И. Берсенева, до 100—150 м. Этот уровень, по-видимому, соответствует топографической поверхности Кунохэ, высотой 200—300 м, выделяемой японскими геологами, и широко распространенным террасам высотой 250—300 м на Курильских островах и Камчатке. Поднятию сопутствовало похолодание.

В середине раннечетвертичного времени анализ спорово-пыльцевых комплексов свидетельствует об установлении более теплого и влажного климата, чем современный—развитие темно-хвойной тайги с широколиственными умеренно теплолюбивыми породами (*Carpinus*, *Quercus* sp., *Tilia* sp.).

В начале второй половины раннечетвертичного времени широколиственные леса деградируют и сменяются мелколиственными (*Betula*

manshurica (Rgl) Nakai, *B. costata* Frautv., *B. daurica* Pall, реже—*Pinus koraiensis* S. et Z.), что указывает на похолодание. Оно совпадает с понижением уровня океана на 30—40 м. При этом возобновляется донная эрозия и формируется терраса (высота ее над руслами рек 50—60 м), которая обрывается крутым уступом на побережье.

Во второй половине раннечетвертичного времени уровень океана поднимается на 15—20 м, о чем свидетельствует расширение речных долин. Ему соответствует некоторое потепление климата.

В конце раннего—начале среднечетвертичного времени происходит понижение уровня океана и похолодание. В первую половину среднечетвертичного времени устанавливается относительно теплый климат, уровень океана поднимается на 20—30 м. На развитие более теплых климатических условий указывает спорово-пыльцевой комплекс. Наряду с мелколиственными представителями (*Betula manshurica* (Rgl.), *B. costata* Pall) появляются широколиственные породы (*Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp.).

Затем наступает резкое похолодание и, вероятно, устанавливается сухой климат, распространяются тундровые и лесо-тундровые ландшафты и светлохвойная тайга с *Larix*.

В первой половине позднечетвертичного времени уровень океана повышается на 30—40 м. На островах Японии свидетельством повышения уровня океана является топографическая поверхность Симосуэси, высотой до 40 м. На Курильских островах ей соответствует 50—60-метровая терраса. В пределах Камчатки на это время падает образование террасы 60—75 м. Климат становится теплее современного. В Приморье это отражается спорово-пыльцевым спектром, где значительная роль принадлежит широколиственным умеренно теплолюбивым породам (*Quercus mongolica* Fisch., *Carpinus cordata* Blume, *Juglans manshurica* Max), среди мелколиственных преобладают древесные виды берез (до 60%) и уменьшается количество представителей темнохвойной тайги. Воды ингрессирующего моря затопляют долины рек.

Вторая половина позднечетвертичного времени характеризуется похолоданием—развитием мелколиственных (березовых и лиственничных) лесов.

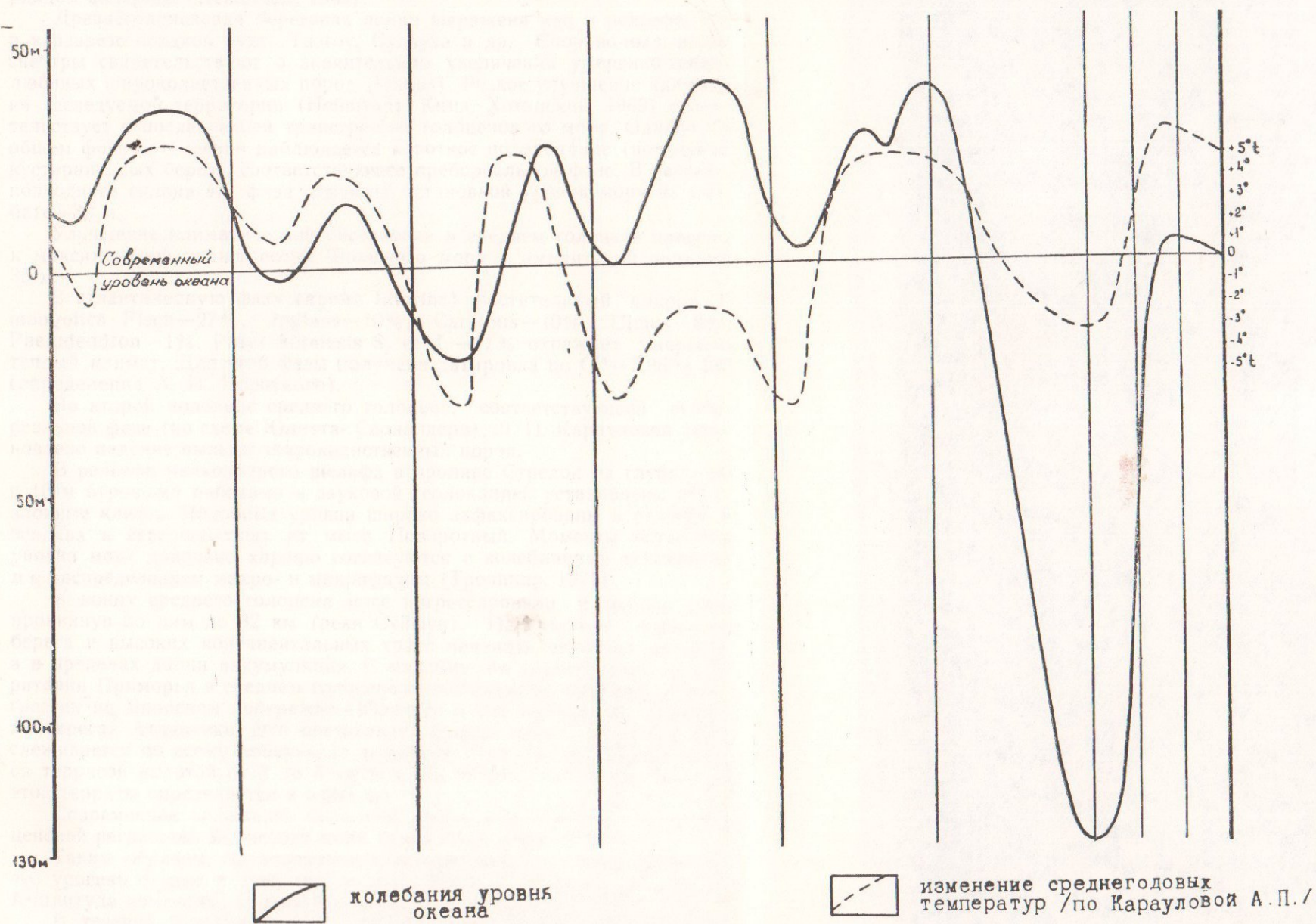
В предголоценовое время уровень океана понижается до 2—4 м ниже современного.

В пределах дальневосточных морей переход от плейстоцена к голоцену японскими геологами (Минато, 1968) определяется фазой максимального понижения уровня океана. Так, на глубине 130 м прослеживается терраса, окаймляющая Сангарский и Цусимский проливы. Эта фаза датируется по радиоуглеродному методу 25—18 тыс. лет. На глубине 130 м отчетливо прослеживается уступ вдоль Курильской гряды (Канаев). Этот же уровень в виде серии подводных валов обнаружен авторами на шельфе восточного побережья Камчатки на глубине 100—110 м. Косвенно понижение уровня океана подтверждается уровнем дна троговых долин (М. Калыгирь), лежащих в настоящее время на глубине 56 метров.

В Приморье древнеголоценовая береговая линия прослеживается по данным сейсмоакустического профилирования от мыса Поворотного на северо-восток; здесь в интервале 60 метров наблюдается абразионный уступ. Положение этого уступа в рельефе согласуется с данными В. В. Мернера (1969), Р. Файрбриджа (1961).

В конце древнего голоцена уровень моря повышается, достигнув отметки—40—46 м, что также нашло отражение в рельефе подводного склона. Этому интервалу соответствуют древнеголоценовые отложения

П Л Е И С Т О Ц Е Н			ГОЛОЦЕН		
раннечетвертичное	среднечетвертичное	позднечетвертичное	древ-нее	сред-нее	позд-нее



СХЕМАТИЧЕСКИЕ КРИВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА И СРЕДНЕГОДОВЫХ ТЕМПЕРАТУР

бухты Судзухе, где они трансгрессивно ложатся на верхнечетвертичные породы. Полученные споро-пыльцевые спектры соответствуют фазе мелколиственных лесов *Betula exilis* Suk—3—5%; *B. middendorffi* Fr. et Mey—8%.

Формирование осадков соответствует по абсолютной хронологии 9.500—12.000 лет, а по климатическому периоду—субарктическому (Нейштадт, 1965).

Данные по C^{14} составили 11.500 ± 130 лет, что сопоставляется с периодом аллерёда (Нейштадт, 1969).

Древнеголоценовая береговая линия выражена как в рельефе, так и в разрезе осадков бухт Тазгоу, Судзухе и др. Спорно-пыльцевые спектры свидетельствуют о значительном увеличении умеренно-теплолюбивых широколиственных пород (*Ulmus*). Резкое улучшение климата на исследуемой территории (Нейштадт, Кинд, Хотинский, 1969) свидетельствует о последующей трансгрессии голоценового моря. Однако на общем фоне потепления наблюдается короткое похолодание (появление кустарниковых берез), соответствующее пребореальной фазе. В рельефе подводного склона эта фаза отмечена остановкой уровня моря на изобате—30 м.

Улучшение климатической обстановки в среднем голоцене привело к максимальной трансгрессии Японского моря с амплитудой подъема 35 м.

В атлантическую фазу (время *Litorina*) растительный покров *Q. mongolica* Fisch—27%, *Juglans*—10%, *Carpinus*—10%, *Ulmus*—8%, *Phelodendron*—1%. *Pinus koraiensis* S. et Z.—17% отражает умеренно теплый климат. Для этой фазы получена датировка по C^{14} — $7,360 \pm 160$ (определения А. И. Короткого).

Во второй половине среднего голоцена, соответствующей суббореальной фазе (по схеме Юлитта-Сернандера), Л. П. Карауловой установлено падение пыльцы широколиственных пород.

В рельефе мелководного шельфа в проливе Стрелок на глубине 20 и 10 м буровыми работами и звуковой геолокацией установлены абразионные клифы. Подобные уровни широко зафиксированы в рельефе и осадках к северо-востоку от мыса Поворотный. Моменты остановок уровня моря довольно хорошо согласуются с колебаниями температур и с распределением макро- и микрофауны (Троицкая, 1971).

К концу среднего голоцена море ингрессировало в долины рек, проникнув по ним до 32 км (реки Суйфун). На участках коренного берега и высоких континентальных трасс началась активная абразия, а в пределах долин аккумуляция. С максимумом трансгрессии на территории Приморья в среднем голоцене сопоставляется максимум трансгрессии на Японском побережье—Юракутэ и фландрская трансгрессия на берегах Атлантики. Это повышение уровня моря отчетливо прослеживается по всему побережью дальневосточных морей и фиксируется террасой высотой от 3 до 6 метров. На Японских островах возраст этой террасы определяется в 6.000 лет.

Современное положение береговой линии обусловлено позднеголоценовой регрессией Японского моря (амплитуда спада 5 м).

Таким образом, на основании вышеизложенного можно отметить, что уровень океана в плейстоцене изменялся от +30 м до —130 м. Амплитуда изменения уровня в голоцене от —130 м до +5 м.

В течение голоцена происходит эволюция растительного мира в Приморье. В древнем голоцене широкое распространение получили мелколиственные леса, а хвойные имели подчиненное значение. В среднем голоцене зона широколиственных лесов расширяется, что свидетельствует

о потеплении климатических условий и поднятии уровня океана. Поздний голоцен характеризуется уменьшением роли широколиственных и возрастанием роли хвойных лесов, что указывает на похолодание климата по сравнению со средним голоценом. Кривая изменения температур, определенная Л. П. Карауловой и др., показывает, что от раннечетвертичной эпохи до голоцена включительно среднегодовая температура колебалась в пределах от $+6^{\circ}$ до -2° .

А. П. КУСКОВ, Л. Г. ВАСЮТИНА

СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Неоген-четвертичные отложения в центральной части Станового хребта занимают сравнительно небольшие площади, маломощны и представлены различными генетическими типами и парагенетическими комплексами: аллювиальными, пролювиально-аллювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, склоновыми и вулканогенными. Анализ их распространения свидетельствует о приуроченности к определенным структурно-геоморфологическим блокам, унаследованным с мезозоя. Мощность отложений, их фациальный состав, геоморфологический облик и т. п. находятся в прямой зависимости от направленности развития морфоструктур на новейшем этапе. Поэтому структурно-фациальный анализ, широко применяющийся при исследованиях древних геологических формаций, на наш взгляд, может быть с успехом использован при изучении новейшей истории морфоструктур. С его помощью впервые для Станового хребта установлена зональность распространения определенных генетических типов неоген-четвертичных отложений, являющихся своеобразными «индикаторами» неотектонической активности. В связи с тем, что рассмотрение морфоструктур Станового хребта уже освещено в печати (Васютина, Кусков, 1970), ниже приводится только описание особенностей распространения неоген-четвертичных отложений в четырех структурно-фациальных зонах Становой области.

1. Внеледниковая структурно-фациальная зона охватывает большую площадь осевой части Станового хребта в междуречье Нуям-Сутам, никогда не затрагивалась оледенением и характеризуется среднегорным рельефом с крупными межгорными понижениями. Отложения представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными склоновыми парагенетическими комплексами и генетическими типами. Их изучение позволяет предложить следующую стратификацию:

1. Миоценовые отложения, залегающие на выравненных площадках водоразделов и бортов долин на а. о. 1020—1100, характеризуются смешанным литологическим составом с некоторым преобладанием валунно-щебнистых горизонтов над галечно-песчаными, резкой фациальной неустойчивостью, грубой, но хорошо выраженной слоистостью, наличием галечных горизонтов без заполнителя—«сушенцов», небольшой мощностью (до 1,5—2 м), присутствием в палинологическом спектре пыльцы экзотических миоценовых форм р. *Samiferae*, *Cedrus*. Они представляют собой аллювиально-пролювиальный парагенетический комплекс, образовавшийся в результате совокупности площадного сноса со склонов и линейно-горизонтального перемещения материала магистральными потоками при формировании древнейшей придолинной поверхности выравнивания (Тимофеев, 1965; Кусков, 1971).

2. Плиоцен-раннеплейстоценовые отложения по генезису, мощности, характеру залегания мало отличаются от миоценовых, но встреча-

ются на а. о. 920—980 м и от миоценовых всегда отделены врезом. Палинологический спектр смешанный—в него входят современные и третичные формы (*Corylus*; *Abies*; *Ulmus*; *Carpinus*). Это свидетельствует о переходных климатических условиях, характерных для рубежа плиоценовой и четвертичной эпох (Гитерман, 1963; Боярская, Малаева, 1967; Чемяков, 1961).

3. Среднеплейстоценовые отложения представлены аллювием III надпойменной террасы в днищах долин рек не ниже 5-го порядка (по Хортону), а также сохранились на водоразделах с а. о. 760—860 м. В основании разрезов обычно залегает (1—1,5 м) горизонт валунов и глыб с песчано-галечным заполнителем; средний и верхний горизонты (2—2,5 м и 3—3,5 м) мелкогалечные и песчаные. Палинологические данные свидетельствуют о формировании отложений в эпоху значительного похолодания климата и оледенения (самаровско-тазовского) смежных областей Якутии в среднем плейстоцене (Коржуев, 1969; Гитерман, 1963 и др.).

4. Верхнеплейстоценовые отложения представлены аллювием II террасы, распространенной по всем рекам выше 3-го порядка. В разрезах к северу от хребта галечно-валунные отложения русловой фации сменяются песчано-галечными образованиями прибрежно-аллювиальной и венчаются песками пойменной фации. Мощность отложений 5—6 м. К югу от хребта отмечаются две динамические фазы аллювия, т. е. в одном разрезе двукратное повторение ряда: русловая и пойменная фации. Спорово-пыльцевой спектр позволяет считать, что формирование II террасы происходило при потеплении климата в казанцевскую эпоху верхнего плейстоцена.

5. Верхнеплейстоценовые—раннеголоценовые образования составляют I надпойменную террасу, широко распространенную в долинах рек. При анализе разрезов I террасы четко устанавливается два ритма накопления аллювия. Каждый начинается с грубообломочных отложений русловой фации (до 1 м) и заканчивается галечно-песчаной толщей пойменной фации (до 2,5 м). Палинологические данные показывают, что формирование I террасы началось в сартанское время верхнего плейстоцена и закончилось в раннем голоцене.

6. Голоценовые аллювиальные отложения составляют русла, низкую и высокую поймы рек. Среди русловых фаций выделяются грубообломочные пристрежневые фации на перекатах и песчано-галечные—на плесах. Мощность русловых отложений—до 3 м, пойменных—4,5 м. Фациальный состав и мощности рассмотренных аллювиальных комплексов зависят от характера развития структур и частных морфоблоков на новейшем этапе. Этим объясняется «незаконмерное» распространение перстративного, инстративного и констративного аллювия (Карташов, 1970) в пределах отдельных блоков в долинах рек. Фациальный анализ террас позволил определить знак и интенсивность неотектонических подвижек на каждом этапе четвертичной истории развития структур, пересекаемых речными долинами. При детальных работах устанавливается амплитуда перемещений, составляющая 12—15 м для среднего, 3—5 м для верхнего плейстоцена и 0,5—1 м для голоцена.

II. Ледниковая структурно-фациальная зона совпадает с высокогорными восточными районами Станового хребта (междуречье Алгома-Авгенкур). Наряду с перечисленными выше, в этой зоне представлены в основном ледниковые и водно-ледниковые отложения, которые поэтому описываются более подробно.

1. Миоценовые и плиоцен-раннеплейстоценовые отложения по характеру разреза, мощности и генезису не отличаются от одновозрастных

отложений внеледниковой зоны, но абсолютные отметки уровней их залегания значительно выше—1400—1540 м (N_1) и 1300—1200 м ($N_2—O_1$).

2. Среднеплейстоценовые ледниковые отложения слагают боковые и конечные морены долинного оледенения, которые имеют полимиктовый разнозернистый песчаный заполнитель (10—20%) зеленовато-серого цвета, иногда пятнистого за счет ожелезнения. Конечная морена расположена на а. о. 1020—1120 м, ее мощность 60—80 м. Устанавливается переход, образующий единый геоморфологический уровень от конечной морены через водно-ледниковые к аллювиальным отложениям III надпойменной террасы. Долинное оледенение сопоставляется со среднеплейстоценовым самаровско-тозовским, выделяемым большинством исследователей Восточной Сибири (Гиперман, 1963; Чемяков, 1969; Коржуев, 1970 и др.).

3. Верхнеплейстоценовые отложения (наряду с аллювиальными) представлены ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями второго—карово-долинного и третьего—карового оледенений.

Ледниковые отложения второго оледенения слагают боковые, конечные, донную и основную морены и характеризуются гравийно-песчаным ожелезненным заполнителем (20—30%) буро-фиолетового цвета. Мощность конечной морены 20—30 м, а. о. 1080—1180 м. Постепенно моренный комплекс через водно-ледниковый сменяется аллювием II надпойменной террасы. При этом все образования сохраняют своеобразный цвет «тогепа», а водно-ледниковые и аллювиальные сцементированы, как бы прошли первый этап «диагенеза». Данные палинологических спектров, геоморфологические наблюдения, сопоставления с разрезами соседних районов Якутии позволяют отнести карово-долинное оледенение и II террасу к зырянскому времени верхнего плейстоцена.

Ледниковые отложения третьего карового оледенения приурочены к верховьям рек и характеризуются песчано-дресвяным заполнителем (30%) светло-желтого цвета. Мощность отложений 20—40 м, абс. отм. морен—1320—1530 м.

Каровое оледенение соответствует верхнеплейстоценовому сартанскому похолоданию Восточной Сибири (Гиперман, 1963; Коржуев, 1969). Формирование 3 и I террасы, по палинологическим данным, закончилось лишь в раннем голоцене.

4. Голоценовые аллювиальные отложения русел и пойм отличаются от синхронных образований внеледниковой зоны резким преобладанием грубых фаций и большими мощностями.

Так же, как и во внеледниковой, в этой зоне фациальный состав и мощности неоген-четвертичных отложений находятся в прямой зависимости от характера неотектонических движений, причем это проявляется более резко, т. к. амплитуды движений блоков в ледниковой зоне больше (28—32 м для среднего; 15—18 м для верхнего плейстоцена и до 2 м для голоцена).

III. Приледниковая структурно-фациальная зона располагается к югу от ледниковой, в междуречье Алгома-Ток, захватывая северные и, частично, южные отроги Станового хребта. Неоген-четвертичные образования занимают большие площади, чем в ледниковой зоне, и представлены аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, водно-ледниковыми и склоновыми. При этом комплекс склоновых образований распространен особенно широко, занимая на отдельных участках до 70% площади.

1. Миоценовые отложения так же, как и в других зонах, представлены пролювиально-аллювиальным комплексом, приуроченным к придолинным поверхностям выравнивания (а. о. 1250—1450 м), имеющим лучшую сохранность и большую мощность (до 10 м).

2. Плиоценовые аллювиальные отложения выполняют днища древних долин, расположенные на а. о. 1200—1300 м, слагают V террасу рек Ток, Чапа (а. о. 980 м), встречаются в осевой части Станового хребта в его наиболее пониженных частях (водораздел рр. Алгома-Ток). Характерной особенностью этих отложений является высокая окатанность галечников ($k=70-80$), гравийный состав заполнителя и присутствие базальтов (до 10%) в составе галечников. По ориентировке гальки и слоистости в песках восстанавливается плиоценовая гидросеть северо-восточного и меридионального простирания.

3. Ранние плейстоценовые отложения представлены аллювием IV надпойменной террасы рек 5 и 6 порядка (а. о. 920—940). Они характеризуются высокой окатанностью галечников ($k=80$), в составе которых базальты составляют не менее 40%, и гравийно-песчаным заполнителем (10%) серовато-зеленоватого цвета. Мощность отложений до 10 м.

4. Отложения среднего плейстоцена-голоцена. Аллювий III террасы (до 10—18 м) имеет грубозернистый песчаный заполнитель (15—20%) зеленовато-серого цвета; присутствуют (в низах и середине разреза) глыбовато-валунные горизонты, линзы и прослои песков, глинистые, мелкогалечные горизонты, приуроченные к верхам разреза. По палинологическим спектрам возраст III террасы меняется от среднего плейстоцена на севере зоны до среднего—низов верхнего плейстоцена—в южных районах.

Разрез II надпойменной террасы состоит из 3-х частей: нижняя—валунно-галечная с зеленовато-серым песчаным заполнителем (10%); галечно-песчаная (заполнителя 25—30%) и верхняя—с линзами суглинков, косослоистых песков, мелкогалечных горизонтов (заполнителя—20%). Мощность отложений—от 4 до 12 м. Нижняя и верхняя части разреза коррелируются с зырянскими и сартанскими, а средняя—с каргинскими отложениями ледниковой зоны. Аллювий сохраняет цвета моренных комплексов, но в более блеклых тонах.

Анализ палинологических спектров показывает, что чем дальше от ледниковой зоны, тем ранее началось формирование террасы. Так, на юге зоны оно относится к казанцевскому, в центральных районах—к началу зырянского, а по периферии ледниковой зоны—концу зырянского времени.

В разрезах I надпойменной террасы увеличивается (до 40%) количество песчаного заполнителя, и в целом снизу вверх грубообломочные фации сменяются мелкообломочными. Данные палинологических спектров свидетельствуют о разновозрастности I террасы в различных районах перигляциальной зоны: на юге это—зырянское время (ранний голоцен), в центральных частях—каргинское время (ранний голоцен), на севере—сартанское время (ранний голоцен).

Это объясняется тем, что на участках отстающих поднятий или стабилизации, ближе к неледниковой зоне, формирование террас длилось дольше, чем в районах, испытывающих интенсивное воздымание (пограничных с ледниковой зоной).

Разновозрастность одновысотных террас, наряду со сменой климатических условий, предполагает миграцию в верхнем плейстоцене с юга на север осевой части Станового хребта, что подтверждается геоморфологическими наблюдениями.

IV. Базальтовая структурно-фациальная зона на востоке Станового хребта, в бассейнах рек Оконой-Улягир, имеет наиболее контрастный рельеф. Зона в целом вытянута в субширотном направлении и совпадает с полосой максимальной сейсмичности. Помимо аллювиальных, аллювиально-пролювиальных, ледниковых и водно-ледниковых генетических типов и комплекса склоновых образований в базальтовой зоне широко

развиты разнообразны вулканыты: базальты, трахибазальты, оливиновые долериты, лавобрекчии, базальтовые шлаки и др.

Покровы базальтов приурочены к определенным морфоблокам и поверхностям выравнивания. Наибольшие площади они занимают в бассейне р. Оконон, где 5—6 потоков общей мощностью 120—150 м перекрывают мел-палогеновую поверхность выравнивания, слагая субширотно вытянутое плато, расположенное на а. о. 1500—1540.

Каждый поток внизу сложен темно-серыми базальтами, пористость которых увеличивается вверх по разрезу и завершается базальтовыми лавами. О неоднократных излияниях свидетельствует присутствие лавобрекчий, образовавшихся в результате разрушения лав предыдущего покрова, переплавления и цементации последующими излияниями лав.

В урочище Улягир базальты образуют вытянутый покров длиной 8—10 км, перекрывающий днище древней долины, расположенной на а. о. 1380—1400 м. Он сложен вишневыми базальтами, лавами, туфолавами, шлаками общей мощностью 50—100 м. Цепочка вулканов, приуроченных к широтному разлому, возвышается над плато на 60—100 м. Существование двух уровней базальтов, разделенных врезом, позволяет предполагать, что излияние «оконостских» и «улягирских» базальтов разделены во времени, а присутствие базальтов в позднеплиоценовых галечниках указывает на то, что излияния происходили в раннеплиоценовое время. Начало вулканической деятельности, знаменующей неотектонический этап, связано с возникновением крупных расколов трещинного типа в раннем миоцене: в раннем плиоцене базальты заливали днища миоценовых долин.

На границе нижнего и среднего плейстоцена на востоке Оконостского плато произошло излияние лав на раннеплейстоценовые галечники. Это оливиновые порфириодитные разности, пористые базальты и шлаки, образующие 2—3 покрова общей мощностью 60—80 м.

Крупные потоки базальтов на границе среднего и верхнего плейстоцена имеют мощность более 200 м. В Оконостском и Улягирском плато лавы заливали среднеплейстоценовые трог и террасы (ю. 1000—1200 м). Это оливиновые базальты с хризотилдом, одуляром, оливиновые долериты, трахибазальты, щелочность которых свидетельствует о близости к трахибазальтам Тихоокеанского пояса. В базальтовой зоне развиты также аллювиальные, ледниковые, водно-ледниковые образования плейстоцена и аллювиально-пролювиальные отложения миоцена и плиоцена, аналогичные ранее описанным.

Положение разновозрастных базальтов свидетельствует о том, что амплитуды неотектонических подвижек в этой зоне были максимальными (до 100—200 м), а сама зона имела режимы максимальных пульсирующих воздыманий.

Особенно следует остановиться на склоновых образованиях, возраст которых по палинологическим и геоморфологическим наблюдениям определяется как верхний плейстоцен-голоцен (объединенный). Их распространение и фации наиболее зависимы от характера неотдвижений в структурных зонах. Интенсивность движений морфоблоков определяет крутизну и характер склонов, с которыми связано развитие того или иного склонового парагенетического комплекса.

Так, на склонах крутизной более 30° развиты гравитационные отложения, 20—30°—десерпционно-гравитационные, на 17—20°—флювиально-десерпционные, 10—17°—пролювиально-десерпционные, менее 17°—солифлюкционно-десерпционные. Для каждой из зон типично преобладание склонов определенной крутизны, поэтому несмотря на сложное мозаично-блоковое строение зон, каждая из них характеризуется преимущественным распространением ряда парагенетических комплексов.

В базальтовой зоне это в основном гравитационные и десерпционно-гравитационные отложения, в ледниковой—флювиально- и гравитационно-десерпционные; в приледниковой—солифлюкционно-десерпционные, во внеледниковой—пролювиально-, солифлюкционно- и флювиально-десерпционные.

Выводы:

1. Неравномерные поднятия в Становой области привели к обособлению структурно-фациальных зон, каждая из которых характеризуется развитием определенных генетических типов и парагенетических комплексов неоген-четвертичных отложений, являющихся своеобразными «индикаторами» неотектонического режима. В базальтовой зоне—это режим максимальных пульсирующих поднятий, в ледниковой—интенсивных поднятий, в приледниковой—умеренных поднятий с инверсиями, во внеледниковой—отстающих поднятий.

2. Излияния базальтов в миоцене знаменуют начало неотектонического этапа. Последующие эпохи активизации отмечаются: в раннем плиоцене, на границе плиоцена и плейстоцена, нижнего и среднего, среднего и верхнего плейстоцена. Эпохи стабилизации фиксируются формированием придолинных поверхностей выравнивания, абсолютные высоты которых меняются в разных зонах (миоценовая от 1540 до 1020—1100 м); плиоцен-раннеплейстоценовая от 1320—1440 до 920—980 м; среднеплейстоценовая 1280—1300 до 760—840 м).

3. В зависимости от режима неотектонических движений в каждой зоне формировались определенные генетические типы и фации неоген-четвертичных отложений: базальты—в зоне максимальных пульсирующих, ледниковые—интенсивных, водно-ледниковые—умеренных, и аллювиальные—слабых поднятий.

4. Золотоносность большинства комплексов неоген-четвертичных отложений и специфичность их состава в каждой структурно-фациальной зоне позволяют оценить перспективы зон на россыпи различных генетических типов. Во внеледниковой зоне это террасовые, долинные и русловые россыпи; в ледниковой—моренно-плотиковые и погребенные четвертичные; в приледниковой—россыпи древних долин и флювиогляциальные; в базальтовой—древние погребенные.

ЛИТЕРАТУРА

- Боярская Т. Д., Малаева Е. М. Развитие растительности Сибири и Дальнего Востока в четвертичном периоде. М., «Наука», 1967.
- Васютина Л. Г., Кусков А. П. О поверхностях выравнивания в центральной части Станового хребта. В сб.: «Поверхность выравнивания», вып. 3. Изд. АН СССР, Иркутск, 1970.
- Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 78, 1963.
- Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран (на примере Северо-Востока СССР). Автореферат диссертации. М., 1970.
- Коржуев С. С. Происхождение и возраст рельефа Восточной Сибири и некоторые общие вопросы геоморфологии. Автореферат диссертации. М., 1969.
- Кусков А. П. О принципах составления легенды геоморфологической карты масштаба 1:50000 (на примере р-на Станового хребта). В сб.: «Вопросы региональной геологии СССР». «Недра», М., 1971.
- Тимофеев Д. А. Средняя и Нижняя Олекма. «Наука», М.—Л., 1965.
- Чемеков Ю. Ф. Четвертичные отложения и основные фазы развития растительности Дальнего Востока СССР. В сб.: «Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР», вып. 34. ВСЕГЕИ. Л., 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	стр. 5
-----------------------	-----------

Раздел первый

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД НА КАВКАЗЕ И В ЗАКАВКАЗЬЕ

Асланян А. Т. Основные итоги и задачи исследований плиоплейстоцена Армянской ССР	7
Азизбеков Ш. А. Достижения и дальнейшие задачи в области изучения четвертичного периода Азербайджана	12
Церетели Д. В. Плейстоценовые отложения Грузии и проблемы дальнейших их исследований	17
Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Бальян С. П., Саядян Ю. В. Древнее оледенение Кавказа	26
Милановский Е. Е. Неотектоника и новейший вулканизм Кавказа	35
Лукашев В. К., Пашалы Н. В., Саядян Ю. В., Церетели Д. В. Геохимические особенности плейстоценовых глин Закавказья	43
Антонов Б. А., Астахов В. Н., Бальян С. П., Будагов Б. А., Думитрашко Н. В., Милановский Е. Е., Мусеилов М. А., Сафронов И. Н., Церетели Д. В., Ширинов Н. Ш. Основные особенности и этапы развития рельефа Кавказа	50
Ализаде К. А., Векилов Б. Г., Асадуллаев Э. М., Карягды С. К. Стратиграфия морских антропогенных (четвертичных) отложений Азербайджана	61
Алиев Г. А., Будагов Б. А., Векилов Б. Г., Мамедов А. В., Мамедяров М. М., Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М., Ширинов Н. Ш. Карта четвертичных отложений Азербайджана	68
Пашалы Н. В., Мамедяров М. М., Сараджалинская Т. М. Фациальные особенности четвертичного литогенеза Азербайджана	74
Сулейманов Д. М., Мкртчян Э. А. Особенности формирования современных донных осадков Мингечаурского водохранилища	80
Саядян Ю. В. К вопросу стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Армении	86
Саядян Ю. В., Алешинская З. В., Ханзадян Э. В. Последледниковые отложения и археология побережья озера Севан	91
Карапетян К. И. Условия образования палеолитических пещер ущелья р. Раздан (Армянская ССР)	110
Маруашвили Л. И. История Цуцхватского многоэтажного карстового пещерного комплекса (Грузия) и ее значение для познания палеогеографии Колхиды в плейстоцене	118
Бурчак-Абрамович Н. И., Церетели Д. В. Ископаемые медведи Кавказа	129
Бендукидзе О. Г. О голоценовой фауне позвоночных Грузии	139
Соловьев Б. Л. О строении морских четвертичных террас между городами Сухуми и Сочи	148
Арсланов Х. А., Гей Н. А., Островский А. Б., Супрунова Н. И., Шеглов А. П. Об истории формирования голоценовой террасы Черного моря в районе Сочи	157

Раздел второй

КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

<i>Попов Г. И.</i> Корреляция морских и континентальных четвертичных отложений Понто-Каспийской области	163
<i>Федоров П. В.</i> Морской плейстоцен Понто-Каспия и его место в шкале Средиземноморья	170
<i>Бондарчук В. Г., Трацук Н. Н.</i> Морские плейстоценовые отложения северного Причерноморья	177
<i>Кожевников А. В.</i> Основы стратиграфии антропогена Кавказско-Карпатской горной области	185
<i>Зубаков В. А., Кочегура В. В., Судакова Н. Г., Шелкопляс В. Н.</i> Корреляция новейших отложений Понто-Каспия и Русской равнины с помощью физико-химических методов	198
<i>Васильев Ю. М.</i> Плювиальные и аридные эпохи плейстоцена в области Каспия и их отношении к материковым оледенениям	204
<i>Щербаков Ф. А., Курпин П. Н., Шатов А. С.</i> Стратиграфия позднечетвертичных отложений континентальной террасы и некоторые вопросы палеогеографии Черного и Каспийского морей	208
<i>Каплин П. А., Леонтьев О. К., Рычагов Г. И., Свиточ А. А.</i> Новые данные о плейстоценовой истории Каспийского моря	217
<i>Шкатова В. К.</i> Корреляция плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала	225
<i>Ушко К. А.</i> Стратиграфия и корреляция четвертичных морских отложений Куринской впадины	234

Раздел третий

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ИСТОРИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

<i>Горецкий Г. И.</i> Основные принципы и методы разработки стратиграфии антропогеновой системы	242
<i>Рогинский Я. Я.</i> Проблемы антропогенеза	247
<i>Иванова И. К.</i> Стратиграфия четвертичных отложений и геология палеолита Юга Европейской части СССР	252
<i>Ганешин Г. С.</i> Новые тенденции в картировании четвертичных отложений	259
<i>Серебрянный Л. Р.</i> История позднеплейстоценовых оледенений Европы	266
<i>Джагарян А. Д.</i> Пластическая реконструкция лица ископаемого человека	274
<i>Рухина Е. В.</i> Основные принципы подразделения отложений, связанных с оледенением	279
<i>Яковлева С. В.</i> Задачи и методы исследования ледниковых валунов	283
<i>Чистяков А. А.</i> О фациях горного аллювия, формирующихся у перемычек	288
<i>Эрд К.</i> Палинологическое обоснование расчленения ранневислинского ледниковья Северной Европы	297
<i>Михайлов Цв.</i> Особенности распространения четвертичных отложений в Болгарии	303
<i>Фотакиева Э.</i> Первая погребенная почва (вюрмская интерстадиальная) в лёссе в Северной Болгарии	312
<i>Ричардс Г.</i> Международная комиссия по береговым линиям	320

ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СССР

<i>Грищенко М. Н.</i> Стратиграфия плейстоценовых отложений Верхнего Дона . . .	322
<i>Гожик П. Ф., Шелкопляс В. Н.</i> Длительность плейстоцена и скорость седиментации лёссовой формации в пределах УССР по данным термолюминесцентного метода	328
<i>Веклич М. Ф., Сиренко Н. А.</i> Почвообразование на территории Украины в плиоцене и антропогене	333
<i>Костенко Н. Н.</i> Карта четвертичных отложений Казахстана	338
<i>Томилов Г. М., Семенова Е. П., Бобыкина В. П., Хериберг Л. Б.</i> К истории развития дальневосточных морей в четвертичный период	343
<i>Кусков А. П., Васютина Л. Г.</i> Структурно-фациальная зональность неоген-четвертичных отложений Станового хребта	347

ГЕОЛОГИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
(ПЛЕЙСТОЦЕН)

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Редактор издательства *Р. А. Багдасарян*
Художник *К. К. Кафадарян*
Худож. редактор *Г. Н. Горцакалян*
Технич. редактор *С. К. Закарян*
Корректор *В. Т. Симонян*

ВФ 03150

Изд. 4288

Заказ 76

Тираж 1000

Сдано в набор 21/1 1976 г. Подписано к печати 16/III 1977 г.
Печ. 22,25 л. + 15 вкл. Усл. печ. л. 37,45 изд. 31,64 л.
Бумага № 1, 70×108¹/₁₆. Цена 3 р. 31 к.

Издательство Академии наук Армянской ССР.
375019 Ереван, Барекамутян, 24-г.
Типография Издательства АН Армянской ССР, г. Эчмнадзин

1979