

Академия наук СССР

П. В. Федоров

Плейстоцен Понто-Каспия



Издательство „Наука“

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

171

П. В. Федоров

Плейстоцен Понто-Каспия

Труды, вып. 310



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

1978



Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

P.V. Fedorov

THE PONTO-CASPIAN PLEISTOCENE

Transactions, vol. 310

Плейстоцен Понто-Каспия. П.В. Федоров. Труды ГИН АН СССР, вып 310, М., "Наука", 1978 г.

На основании нового фактического материала и многолетних исследований рассматривается стратиграфия плейстоценовых отложений Черного и Каспийского морей. Дается корреляция основных стратиграфических подразделений этих бассейнов и сопоставление их с региональной шкалой Русской равнины и Средиземноморья. В работе использован комплексный метод.

Книга рассчитана на геологов и палеонтологов, занимающихся вопросами стратиграфии, новейшей геологической истории и палеогеографией юга европейской части СССР, Кавказского побережья и запада Средней Азии.

Табл. 5, ил. 32, библи. 133 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.Г. Гербова, В.А. Крашенинников, П.П. Тимофеев

Ответственный редактор

Ю.М. Васильев

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
V.G. Gerbova, V.A. Krashennikov, P.P. Timofeev

Responsible editor

U.M. Vasilyev

ВВЕДЕНИЕ

Новейшая геологическая история Земли характеризовалась крупными физико-географическими изменениями: материковыми и горными оледенениями, трансгрессиями и регрессиями Мирового океана и внутренних морей.

Наиболее сложно эти природные процессы протекали на юге и юго-востоке Европы, где в позднем плиоцене и плейстоцене развивались не только трансгрессии и регрессии Средиземного и Черного морей, сообщавшихся с океаном, но и озера-моря Каспия.

Геологическая летопись плейстоцена Черного моря и особенно такого уникального бассейна, как Каспий, содержит ценнейшую информацию о событиях, происходивших как в пределах самих водоемов, так и на сопредельных территориях. Сопоставление морских отложений Каспия с аллювиальными свитами Волги и континентальными образованиями Кавказа и запада Средней Азии позволяет увязать хронологию событий, происходивших на огромной площади юго-востока Европы и Средней Азии. Корреляция морских отложений Каспия и Черного моря, а последних с соответствующими террасами Средиземного моря, дает возможность сопоставить стратиграфические шкалы этих бассейнов и главные страницы их геологической истории.

Таким образом, Понто-Каспий является чрезвычайно важным регионом, где может решаться целый комплекс проблем четвертичной геологии. Неудивительно поэтому, что данной области посвятили свои исследования такие известные русские и советские ученые, как Н.И. Андрусов, П.А. Православлев, Н.А. Соколов, А.П. Павлов, В.В. Богачев, А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов, В.Г. Бондарчук, М.М. Жуков, Б.Л. Личков, С.А. Ковалевский, М.В. Муратов и многие другие.

Предлагаемая монография является результатом многолетних исследований автора в Каспийской и Черноморской областях, начатых еще в 1939 г. Автору приятно отметить, что в начале этих работ он пользовался ценными советами своего учителя П.А. Православлева.

На основе большого фактического материала, собранного автором в последние годы, и новых литературных источников представляется возможным критически пересмотреть сложившиеся представления (в том числе и свои) по вопросам биостратиграфии и геологической истории этих бассейнов и дать исчерпывающее обоснование выделяемых подразделений.

В целом ряде работ, посвященных плейстоцену, широко используются радиометрические данные для оценки возраста отдельных слоев. Более того, нередко они берутся за основу геохронологических подразделений (Зубаков и др., 1975; Рычагов, 1977; и др.).

С точки зрения автора, эти данные, особенно если они получены в результате анализа раковин моллюсков, еще ненадежны и противоречивы. Поэтому в предлагаемой работе радиометрические датировки приводятся крайне редко.

Автор не касается здесь вопросов тектонического развития этой части Средиземноморского орогенического пояса, так как с одной стороны, эти проблемы требуют специального рассмотрения, а с другой, для расчленения плейстоцена и восстановления новейшей геологической истории Каспийского и Черного морей главным является биостратиграфический метод.

В то же время представляется очевидным, что на развитие трансгрессий в среднем и особенно раннем плейстоцене несомненное влияние оказывали тектонические движения. Так, глубокое вторжение бакинского моря в Куринскую и Западно-Туркменскую низменности было усилено опусканиями этих территорий. Наконец, периодические сообщения Каспия и Черного моря в определенной мере зависели от вертикальных движений в области водораздела в Маньчжунской долине, как зависели и сообщения Черного моря с Средиземноморским бассейном от движений в Босфоре и Дарданеллах.

Однако определяющими в плейстоценовой истории Черного и особенно Каспийского морей были общие (глобальные) климатические изменения, которые приводили к трансгрессиям и регрессиям этих бассейнов, сменам гидрогеологических условий и комплексов моллюсков и формированию отложений.

Автор далек от мысли, что подведение им некоторого итога своих работ исчерпывает проблему. Напротив, только сейчас представляется возможным с недоступной ранее полнотой изучить последовательность отдельных событий в истории бассейнов, благодаря использованию результатов бурения на шельфе и в глубоководных частях моря. Именно корреляция этих данных с материками бурения в приморских низменностях и разрезами береговых террас позволит восстановить в деталях геологическую летопись как самих морей, так и сопредельных территорий.

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ МОЛЛЮСКОВ И ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЯ

Развитие фауны моллюсков понтического типа (киммерий, куяльник) завершилось в Черном море в гурийское время. В четвертичное время массовое распространение получает комплекс форм уже современного габитуса, причем в начале (чауда) еще сохраняются реликты некоторых киммерийско-куяльничских родов.

Таким образом, солоноватоводная (каспийская) фауна моллюсков Черного моря, начиная с чаудинского времени, уже приобрела те характерные черты, которые свойственны современной солоноватоводной фауне моллюсков Каспия. Однако в дальнейшем развитие солоноватоводной фауны Черного моря неоднократно прерывалось вторжениями морской средиземноморской фауны, которая в отдельные моменты полностью вытесняла каспийские элементы.

В Каспийской области развитие позднеплиоценовой фауны моллюсков завершилось в конце апшеронского века, когда исчезли акчагыльские реликты и появились предковые формы ряда четвертичных *Didacna* и *Monodacna*. Солоноватоводная фауна собственно четвертичного (современного) типа появилась и рассеялась после окончания апшеронского века. Развитие не прерывалось здесь какими-либо событиями. Это был процесс типичного развития фауны изолированного бассейна.

Основные этапы развития солоноватоводной фауны могут быть выявлены по изменениям кардиид из рода *Didacna* Eichwald, которые наиболее представительны для палеонтологического обоснования и корреляции. Биостратиграфическое значение других семейств каспийских моллюсков значительно ниже.

Рассматривая изменение представителей рода *Didacna* в стратиграфической последовательности, надо иметь в виду, что они отражают в большей степени смену фаун, обусловленную миграцией отдельных представителей или целых комплексов в связи с изменениями условий обитания, нежели эволюцию (Федоров, 1949, 1953, 1957). Однако изменения этого рода в плейстоцене, связанные с эволюцией, все же имели место.

Наиболее отчетливый перелом в развитии кардиид приходится на границу апшеронского и бакинского веков, которая по своему биостратиграфическому значению значительнее, нежели смена акчагыльской фауны апшеронской. Несомненно, что вымирание большинства представителей апшеронской фауны моллюсков, в частности кардиид, и появление новых видов, развившихся от некоторых апшеронских предковых форм, отражают эволюционный процесс.

Современное состояние изученности стратиграфии апшеронских и бакинских отложений и их фауны исключает возможность появления готового бакинского комплекса моллюсков или даже какой-либо руководящей его формы в апшеронский век. Поэтому присутствие сформированного бакинского комплекса моллюсков выше континентальных тюркянских отложений, разделяющих апшеронский и бакинский ярусы, дает основание предполагать, что появление бакинской фауны в результате эволюции ряда апшеронских форм произошло уже в тюркянское время.

Рассматривая преемственность бакинской фауны от апшеронской, можно предполагать генетические связи *Didacnomya-Didacna* (особенно *D. rudis* var. *vulgaris* Nal.), *Pseudocatillus - Didacna catillus* Eichw. Достаточно очевидна

также связь бакинских *Monodacna*, *Dreissena* и некоторых гастропод с апшеронскими. Однако некоторые формы бакинского комплекса являются новыми и с трудом могут быть генетически увязаны с апшеронскими.

Естественно, возникает вопрос: вся ли бакинская фауна произошла от апшеронской, не имели ли место миграции каких-то представителей солоноватоводных моллюсков из гурийского или чаудинского бассейнов Черноморской области? Большинство русских геологов, начиная с Н.И. Андрусова, считали, что не только бакинская и более молодая фауна Каспия, но даже апшеронская генетически связаны с солоноватоводными фаунами Черного моря. Эта точка зрения разделялась В.В. Богачевым (1932) и А.Г. Эберзиным (1967), она принимается и в настоящее время многими исследователями.

Биостратиграфические материалы, имеющиеся в настоящее время по верхнему плиоцену и плейстоцену Понто-Каспия, позволяют отрицать возможность миграций отдельных форм и комплексов из Черноморской области в Каспийскую в плейстоцене. Напротив, присутствие каспийских элементов в области Черного моря (Северное Причерноморье и Приазовье), начиная с ачкагельского (куяльницкого) времени по древнеэвксинское, свидетельствует о неоднократных миграциях каспийских фаун с востока на запад. При этом не исключено влияние на развитие апшеронской фауны гурийских элементов из Черноморской области.

Бакинский комплекс моллюсков, возникший на рубеже апшеронского и бакинского веков и широко расселившийся в бакинское время, характеризовался вначале бедностью видового состава и мелкорослостью. Первая фаза развития этой фауны, связанная с обширной раннебакинской трансгрессией, ознаменовалась широким расселением *Didacna parvula* Nal., а несколько позднее и *D. carditoides* Eichw. Здесь же встречаются *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Micromelania*, *Clessiniola* и другие, приуроченные чаще к местным опресненным зонам. Здесь же в это время впервые появляются представители группы *Didacna trigonoides* Pall. (Прибалханская низменность Туркмении). Распространение этого комплекса, где *D. parvula* Nal. и ее варианты всегда преобладают, охватывает всю Каспийскую область, а также отмечается в Керченско-Таманском районе Черноморской области и на Черноморском побережье Кавказа. Видовое однообразие нижнебакинского комплекса и поразительная морфологическая устойчивость основной его формы *D. parvula*, характерные для огромной площади распространения с достаточно различными условиями обитания, свидетельствуют как о биологической устойчивости указанной формы, так и об однородности палеогеографической обстановки на юге европейской части СССР и западе Средней Азии.

Вторая фаза развития бассейна — позднебакинская, связанная с расширением трансгрессии, характеризовалась появлением и широким расселением более богатого в видовом отношении комплекса, представленного крупными и обычно массивными *Didacna rudis* Nal., *D. rudis* var. *vulgaris* Nal., *D. carditoides* Andrus., *D. eulachia* (Bog.) Fed. В ряде районов в состав верхнебакинского комплекса входит и *Didacna parvula* Nal. Основной представитель этого комплекса — *D. rudis* Nal. (и близкие формы) — весьма устойчив морфологически в пределах всего ареала. Любопытно, что *D. rudis*, как и *D. parvula*, мало изменчива и сохраняет свои морфологические признаки, присущие типичным формам эталонного разреза Апшеронского полуострова (гора бакинского яруса).

Для позднебакинского этапа развития фауны свойственны и раннебакинские *D. parvula*, и появление *D. eulachia*, более характерных для последующего урунджикского бассейна. Эти явления отмечаются почти для всех подразделений каспийского плейстоцена и плиоцена. При этом надо отметить, что в ряде районов можно наблюдать появление некоторых позднебакинских форм еще в нижнебакинских отложениях. Так, в Прибалханской низменности Западной Туркмении, к западу от впадины Худайдаг, в верхах нижнебакинских слистых глин вместе с типичными *Didacna parvula* встречаются крупные *D. parvula*, в 2-3 раза превосходящие по величине типичные. Здесь же встречаются крупные массивные *D. bergi* Fed., несколько напоминающие *D. rudis* var. *varia* Nal. Анало-

гичная картина наблюдается в верхах нижнебакинских отложений брахианткли-
нальной структуры Небитдаг. Здесь и на Челекене появляются также первые
весьма редкие представители группы *Didacna trigonoides* Pall., напоминающие
как *D. kovalevskii* Bog., так и *D. subpyramidata* Prav.

Приведенные примеры достаточно определенно указывают на то, что появле-
ние ряда характерных позднебакинских и урунджикских форм произошло уже в
конце раннебакинского времени. Несомненно, что этот процесс в значитель-
ной степени определялся расширением площадей мелководий в связи с транс-
грессией, изменением гидрологических условий и палеогеографической обстанов-
ки в целом. Эти изменения заключались, по-видимому, в некотором осолонении
моря (увеличение карбонатности) в условиях постепенно прогрессирующего по-
тепления климата.

Такой вывод представляется достаточно вероятным, если учесть, что в вер-
тикальном разрезе от нижнебакинских отложений к верхнебакинским наблюдает-
ся нарастание карбонатности осадков, увеличение размеров, массивности рако-
вин моллюсков и их разнообразия. При этом в ряде случаев здесь отмечается
гигантизм форм.

Тесная генетическая связь позднебакинских и урунджикских дидакн с ранне-
бакинскими указывает на непосредственное следование последних двух фаз ран-
неплейстоценовой трансгрессии за раннебакинской фазой.

Урунджикский комплекс моллюсков, развившийся из верхнебакинского, пред-
ставлен рядом форм бакинского облика, вместе с которыми присутствуют ти-
пичные только для этого этапа виды и, наконец, формы более молодого обли-
ка. Среди первых надо отметить *Didacna eulachia mingetschaurica* Vekil., напо-
минающую некоторые формы *D. rudis* Nal. и, вероятно, генетически связанную
с ней. Из типичных форм наиболее широко распространены *D. eulachia* (Bog.)
Fed. и *D. pravoslavlevi* Fed., а из новых, появляющихся в ряде мест (Прибалханс-
кая низменность Западной Туркмении), — *D. ex gr. naliukini* Wass.

Появление *D. eulachia* в верхнебакинских слоях было установлено в Запад-
ной Туркмении на структуре Кумдаг (Федоров, 1957). Сейчас можно гово-
рить, что и в Куринской низменности (Мишовдаг, балка Нефтяная) этот мол-
люск уже обитал в начале позднебакинского времени. Однако в обоих случаях
D. eulachia встречается вместе с типичными позднебакинскими *D. rudis* (Кум-
даг) или с *D. parvula* и *D. eulachia mingetschaurica* (Мишовдаг), и, следователь-
но, их бакинский возраст не вызывает сомнения.

Собственно урунджикский комплекс отличен от верхнебакинского. Лишь
изредка сохраняются формы, которые можно рассматривать в качестве бакин-
ских реликтов (*D. chelekenica* Fed.). Обычно здесь встречаются *D. eulachia* (Bog.)
Fed., *D. pravoslavlevi* Fed., реже *D. colossea* (Dach.) Vekil., *D. eulachia minget-
schaurica* Vekil. (обе последние в Куринской низменности), а также *D. karelini*
Fed. и *D. kolesnikovii* Fed. (Западная Туркмения). Поэтому, когда в осадках
встречаются только *D. eulachia*, определить возраст весьма затруднительно.
Здесь необходимо руководствоваться как геологическими данными, так и сос-
тавом фауны. В большинстве случаев все же имеется возможность отличить
собственно позднебакинскую фауну от урунджикской.

Таким образом, фауна моллюсков урунджикских слоев носит переходный ха-
рактер. С одной стороны, она завершает бакинский этап развития, с другой —
здесь вместе с формами бакинского облика появляются и получают широкое
развитие новые *Didacna*, представляющие собой предковые формы более моло-
дого раннехазарского (гюргянского) этапа. Здесь имеется в виду *D. eulachia* —
этот типичный представитель группы *Didacna crassa* Eichw., широко распро-
страненной в хазарских, особенно в нижнехазарских отложениях.

Поэтому представляется вполне правильным рассматривать урунджикский
комплекс моллюсков в качестве самостоятельного, но в составе фауны кон-
ца раннего плейстоцена. Итак, в нижнем плейстоцене Каспийской области
отчетливо выделяются два основных комплекса фауны моллюсков — бакинский
и урунджикский, при этом первый может быть разделен на раннебакинский и
позднебакинский подкомплексы.

Позднее произошли события, которые резко оборвали ход развития этой фауны и привели к вымиранию большинства ее представителей.

Становление нижнехазарского (гюргянского) комплекса ознаменовалось повсеместным распространением *Didacna* группы *D. trigonoides* Pall., которое связывалось автором (Федоров, 1949) с общим опреснением Каспия в начале раннехазарского времени и заселением этими моллюсками, обитавшими в бакинский век в приустьевых пространствах древней Волги, Амударьи и Куры, обширных мелководий всего Каспия. Новые материалы, собранные в последние годы; и литературные источники позволяют считать и сейчас, что именно эта причина была решающей.

Раннехазарские (гюргянские) *Didacna trigonula* (Dasch) Vekil., *D. hospes* (Bog.) Vekil., *D. charamica* Fed., *D. subpyramidata* Prav. и другие виды появились после крупной регрессии, во время которой на Средней и Нижней Волге происходили врез и переуглубление речной долины и накопление аллювиальных песков венедской свиты (Горецкий, 1966). В областях прогибания (Куринская и Западно-Туркменская низменность) этот перерыв менее отчетлив.

Геологические и палеонтологические (палеоэкологические) материалы свидетельствуют о повсеместном увлажнении и некотором похолодании климата в это время, увеличении полноводности рек Каспийского бассейна и относительно опреснении самого моря.

Изменения фауны моллюсков на рубеже бакинского и раннехазарского (гюргянского) веков были наиболее существенны за всю плейстоценовую историю Каспия. Они, несомненно, отражают процесс эволюции, как и влияние общих физико-географических и гидрологических факторов. Не случайно, что этот историко-геологический рубеж принимался Н.И. Андрусовым и многими его последователями за границу плейстоцена и плиоцена.

В начале раннехазарской (гюргянской) трансгрессии мелководья заселялись весьма бедной в видовом отношении фауной, представленной мелкорослыми *Didacna trigonula* (Dasch.) Vekil., *D. charamica* Fed., *D. hospes* (Bog.) Vekil. и др. Аналогичная фауна обитала и на некоторой глубине, о чем можно судить по керновым материалам запада Куринской низменности, юга Западно-Туркменской низменности и отчасти Северного Дагестана.

Характерной особенностью нижнехазарского (гюргянского) комплекса моллюсков является господство *D. ex gr. trigonoides* в областях наибольшего опреснения бассейна (Куринская, Западно-Туркменская и Прикаспийская низменности). Однако и там, где не было местного опреснения, представители этой группы *Didacna* всегда присутствуют в комплексе моллюсков, что указывает на понижение солености всего раннехазарского бассейна.

Нижнехазарский комплекс сложен и достаточно разнообразен в отдельных районах Каспия. Это затрудняет расчленение его на более или менее самостоятельные в стратиграфическом отношении подкомплексы. Опираясь на стратиграфические данные, удастся выявить некоторые различия в составе фауны моллюсков и условно выделить три разновозрастных подкомплекса: нижний, средний и верхний, которые отвечают соответственно палеосингильским, сингильским и косожским слоям Нижнего Поволжья или отложениям террас Кавказского побережья: 160-170, 120 и 85-90 м абсолютной высоты.

Первый из них — начальный — характеризовался мелкорослыми и обычно редкими *D. trigonula* (Dasch.) Vekil., *D. charamica* Fed., *D. subpyramidata* Prav. В прибрежных отложениях 160-170-метровой террасы Юго-Восточного Кавказа эта фауна представлена *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii* Bog. и реже *D. delenda* Bog., *D. naliukini* Wass.

Второй подкомплекс содержит преимущественно *D. subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. pallasii* Prav., *D. naliukini* Wass. Он, как и вмещающие его отложения, наиболее широко распространен и хорошо коррелируется в пределах всей Каспийской области. Вероятно, именно эта фауна характеризовала максимальную фазу трансгрессии моря.

Третий подкомплекс представлен главным образом видами *Didacna naliukini* Wass., *D. pallasii* Prav. и реже *D. subpyramidata* Prav. (в долине р. Волги),

а на Кавказском и Мангышлакском побережьях здесь впервые появляются крупные формы *D. surachanica* Andrus., переходные от *D. paliukini* Wass. Этот комплекс фауны характеризует верхи нижнехазарских (гюргянских) отложений, которым на Нижней Волге отвечают кошожские слои, а на побережье Кавказа — отложения 85–90-метровой террасы.

В Нижнем Поволжье самый первый — палеосингильский подкомплекс — охарактеризован фауной пресноводных моллюсков (Горещкий, 1966; определение Г.И. Попова). Сингильский комплекс представлен почти исключительно *D. paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav. В кошожских слоях здесь преобладают *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata*.

В областях постоянного местного опреснения, особенно в Нижнем Поволжье, нижнехазарские *D. pallasii*, *D. subpyramidata* и другие продолжали обитать, как мы видели, и на последнем, кошожском этапе развития Каспия. Они присутствуют здесь и в верхнехазарских слоях, что связывает эту группу моллюсков с более поздними, хвалынскими *D. praetrigonoides* Nal.

Таким образом, развитие нижнехазарского (гюргянского) комплекса моллюсков продолжалось в области Каспия на протяжении всего последующего времени. Это кажется достаточно очевидным при сравнении нижнехазарских, хвалынских и новокаспийских *Didacna*, где в ряде случаев отдельные формы *D. paleotrigonoides* Fed. или *D. subpyramidata* Prav. похожи на хвалынские *D. praetrigonoides* Nal., *D. cristata* (Bog.) и даже на некоторые новокаспийские *D. trigonoides* Pall. или *D. pyramidata* Grim. Сходство это, несомненно, генетического происхождения.

Присутствие в составе верхнехазарского комплекса крупных и массивных раковин *Didacna surachanica* Andrus., *D. paliukini* Wass., нередко их гигантизм и насыщенность карбонатами самих отложений (оолиты) указывают на достаточно теплый климат во время позднехазарской трансгрессии.

Хвалынский комплекс моллюсков существенно отличается от верхнехазарского (исключая Нижнее Поволжье) и от нижнехазарского (гюргянского). Основным отличием здесь является значительная бедность хвалынского комплекса в видовом отношении. Для всей Каспийской области характерно присутствие преимущественно *Didacna cristata* (Bog.), *D. ebersini* Fed., *D. praetrigonoides* Nal., *D. parallella* Bog. и др. Довольно отчетливо выделяются нижнехвалынский и верхнехвалынский подкомплексы. Первый из них характеризуется мелкорослостью, хрупкостью раковин и относительным разнообразием их в отдельных частях Каспийской области.

Для нижнехвалыньских отложений Северного Прикаспия (от Терско-Кумской низменности до северных чинков Устюрта, включая и полуостров Бузачи) характерны *D. ebersini* Fed. и *D. protracta* Eichw. на побережье Мангышлака и Северной Туркмении (включая Красноводский полуостров), встречаются *D. ebersini*, *D. cristata* (Bog.), *D. zhukovi* Fed. В Западно-Туркменской низменности преобладают *D. cristata* и *D. ebersini*. На побережье Кавказа, особенно в Дагестане, этот нижнехвалыньский подкомплекс представлен почти исключительно мелкими *D. parallella* Bog. и реже *D. ebersini* Fed. Повсеместно основную роль играют *Didacna* группы *D. trigonoides* Pall., что, видимо, можно связать с общим понижением солености бассейна в условиях максимальной раннехвалыньской трансгрессии (Федоров, 1957).

Здесь надо отметить весьма любопытное обстоятельство, иллюстрирующее своеобразие не только хвалыньской, но и каспийской плейстоценовой фауны моллюсков в целом. Прослеживая изменение состава фауны моллюсков в нижнехвалыньских отложениях вдоль обрыва Ергеней, можно заметить, как в осадках бывших небольших заливов хвалыньского моря, образовавшихся в результате затопления речных и балочных долин, в составе нижнехвалыньской фауны сохраняются хазарские элементы. В ряде случаев они преобладают (*D. aff. delenda* Bog., *D. subpyramidata* Prav. и др.), что сильно затрудняет стратиграфическую интерпретацию. Аналогичные явления имеют место на Мангышлаке (овраг Аше-Сай, район впадины Карагие), где среди хвалыньских видов встречается масса хазарских реликтов (также в первичном залежании). Все это

указывает на то, что фауна моллюсков хазарского типа продолжала обитать и в хвальское время в пределах благоприятных экологических "ниш".

Верхнехвальский подкомплекс представлен почти исключительно *D. praetrigonoides* Nal., реже *D. subcatillus* Andrus., достигающими обычно значительных размеров. Массовое развитие этих форм в пределах всего бассейна, бедность видового состава указывают на специфические гидрологические (солевые) условия, вероятно, связанные с обогащением морских вод карбонатами в результате повышенного испарения.

Позднехвальские *D. praetrigonoides* Nal. генетически связаны с раннехвальской *D. cristata* (Vog.). Они известны уже в нижнехвальских отложениях Западной Туркмении. В конце позднехвальского времени (терраса минус 16-17 м Кавказского побережья) появляется ряд форм, характерных для последующего новокаспийского комплекса, — *D. trigonoides* Pall., *D. crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm. Можно сказать, что на заключительной фазе развития позднехвальской фауны уже сформировалась в основных чертах новокаспийская фауна, за исключением лишь самого характерного представителя — *Cardium edule* L., случайного иммигранта из Черного моря. Обогащение видового состава фауны в конце позднехвальского времени, по-видимому, связано с регрессией и некоторым осолонением моря.

Новокаспийский комплекс моллюсков представлен исключительно современными *D. trigonoides* Pall., *D. crassa* Eichw., *D. pyramidata* Grimm., *D. baeri* Grimm., а также *Cardium edule* L., который пассивным путем переселился из Черного моря в Каспий в послехвальское время. Эта последняя форма придает особое своеобразие комплексу, однако и без нее солоноватоводные кардииды достаточно четко отличаются от предшествующих хвальских. Новокаспийский комплекс довольно разнообразен в пределах Каспийской области. Вблизи приустьевых участков крупных рек в новокаспийских отложениях преобладают *D. trigonoides*, а также *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и пресноводные моллюски, а в удалении от опресненных участков основную роль играют крупные массивные *D. crassa* Eichw., *D. baeri* Grimm. Повсеместно присутствуют также *Cardium edule* L. Интересно, что на побережье Мангышлака и Красноводского полуострова в составе новокаспийского и современного комплексов встречаются *Dinacna crassa* Eichw., сходные с позднехазарскими *D. naliukini* Wass. и формами, переходными между *D. surachanica* и *D. naliukini*.

Как уже отмечалось, присутствие реликтов в отложениях каждого последующего этапа развития солоноватоводных моллюсков свойственно фауне Каспия. Это еще раз указывает на то, что этот бассейн (или отдельные его участки) всегда был убежищем, где переживали наиболее эврибионтные представители более древних фаун.

Появление *Cardium edule* в Каспии относится к послехвальскому (мангышлакскому) времени, так как в низах новокаспийских отложений этот вид уже играет существенную роль в комплексе моллюсков. Однако само переселение этого моллюска из Черного моря скрыто от нас завесой неизвестности. Мнение ряда зоологов, заключающееся в том, что личинки *C. edule* L. могли быть занесены водоплавающими птицами, вряд ли обоснованно, так как остается непонятным, почему именно этот моллюск был занесен, и почему он или другие столь же эвригаллинные организмы не были перенесены в предшествующие моменты плейстоцена (узунлар, карангат). Как автору кажется, переселение *C. edule* связано с деятельностью древнего человека (Федоров, 1957), и, следовательно, можно говорить о пассивной миграции этого моллюска.

Собственно современная фауна моллюсков Каспия, помимо новокаспийских моллюсков, содержит *Mytilaster lineatus* Gmel., занесенный, по мнению В.В. Богачева, из Черного моря при переброске военных судов в 1920 г.

Таким образом, в развитии фауны солоноватоводных моллюсков Каспия выделяются следующие комплексы, характеризующие соответствующие этапы.

1. Апшеронский комплекс представляет собой прообраз четвертичной фауны, охарактеризованный в основном кардиями плиоценового типа, генетически тесно связанными с акчагыльскими предками.

2. Бакинский комплекс, представленный исключительно четвертичными кардидами, включает в себя три подкомплекса — нижнебакинский, верхнебакинский и урунджикский; этот комплекс существенно отличается от предшествующего апшеронского и последующего нижнехазарского (гюргянского).

3. Нижнехазарский (гюргянский) комплекс, представленный преимущественно кардидами тригоноидного габитуса, лишь условно может быть подразделен на три подкомплекса.

4. Верхнехазарский комплекс с массивными дидакнами.

5. Хвальнский комплекс, обедненный в видовом отношении, по сравнению с нижнехазарским, и охарактеризованный главным образом тригоноидными дидакнами. Он подразделяется на два подкомплекса: нижнехвальнский и верхнехвальнский.

6. Новокаспийский комплекс, по своему богатству видами близкий верхнехазарскому, характеризуется присутствием черноморского иммигранта *Cardium edule*.

Эти комплексы связаны с определенными слоями и террасами, отражающими наиболее существенные этапы развития Каспия. Несмотря на некоторые фациальные особенности в различных районах, эти комплексы содержат характерные формы, являющиеся достаточно надежным палеонтологическим обоснованием для стратиграфического подразделения плейстоцена Каспийской области.

В области Черного моря развитие солоноватоводной фауны моллюсков неоднократно прерывалось вторжениями фауны нормальной или близкой к нормальной солености из области Средиземного моря. Поэтому здесь не представляется возможным проследить историю развития солоноватоводной фауны и выявить генетическую преемственность отдельных ее комплексов. С другой стороны, перемежаемость во времени солоноватоводных (каспийских) и морских (средиземноморских) фаун облегчает задачу биостратиграфа и позволяет коррелировать плейстоценовые отложения Черного и Средиземного морей.

Солоноватоводная фауна гурийских отложений, генетически связанная с куяльницкой, представляет собой заключительный этап развития фауны понтического типа. Эта фауна еще недостаточно изучена, но имеющиеся сейчас данные показывают, что в ней главную роль еще играют плиоценовые реликты. Ее можно рассматривать как прообраз чаудинской фауны.

Чаудинский комплекс связан как с эволюцией ряда куяльницко-гурийских кардиид, так и с миграцией, приспособлением и, следовательно, некоторыми изменениями бакинских элементов. Первые из них на Керченском полуострове (стратотип) появились во второй половине чаудинского времени, что было связано, вероятно, с расширением трансгрессии в то время.

В Западной Грузии (Гурийская возвышенность) эти формы имеются также в низах чаудинских отложений. Здесь известны и так называемые переходные слои между гурийским и чаудинским горизонтами. В последние годы в Гурии Т.Г. Китовани (1976) получены новые материалы по стратиграфии чауды, позволяющие говорить о том, что именно в Западной Грузии становление чаудинского комплекса моллюсков и его генетическая связь с гурийским комплексом могут быть прослежены наиболее отчетливо и полно.

Если основываться на стратотипе мыса Чауды, то в развитии чаудинского комплекса моллюсков намечаются две фазы. Первая из них — раннечаудинская — характеризуется бедностью видового состава, мелкорослостью *Didacna* и постоянным присутствием пресноводных элементов. Здесь преобладает *Didacna bae-ricrassa* Pavl., реже встречаются *Didacna parvula* Nal., обычно идентичные типичным нижнебакинским представителям этого вида из Каспийской области. Кроме того, имеются *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., а из пресноводных *Viviparus pseudoachatinoide*s Pavl. Присутствие здесь типичных *D. parvula* указывает на миграцию этого моллюска из раннебакинского бассейна.

Аналогичная фауна заключена в отложениях бакинской террасы северного берега Таманского полуострова, однако здесь больше бакинских элементов, меньше *D. parvula*, имеются *D. catillus* Eichw., *D. aff. catillus-rudis* Nal. Такой

состав раннечаудинской фауны, несомненно, связан с местными условиями опреснения. Не исключено, что в Гурии раннечаудинский комплекс был представлен значительным числом архаичных форм, подобных *Didacna pleistopleura* Davit., и *D. tschadae guriana* Livent.

Позднечаудинская фауна моллюсков отличается значительным разнообразием видов и обычно крупными и массивными раковинами. На мысе Чауда эта фауна представлена *D. pseudocrassa* Pavl., *D. tschadae* Andrus., *D. pleistopleura* Davit., *D. rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus., *D. aff. eulachia* (Bog.) Fed., *Monodacna cazecae* Andrus., *Dreissena tschadae* Andrus. и др.

Таким образом, здесь присутствуют как черноморские эндемики (*D. tschadae*, *D. pleistopleura*, *Monodacna cazecae* и др.), генетически связанные с предшествующей позднелиоценовой фауной, так и позднебакинские и урунджикские иммигранты — *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. parvula*.

Этот комплекс с некоторыми вариациями был распространен в Черноморской области от Керченского полуострова до Гурии и от Кавказского побережья в районе мыса Идуклас и Туалсе до Галлиполи, в проливе Дарданеллы. При этом в одних случаях он был приурочен к прибрежной (волноприбойной) фации, а в других — обитал на некотором удалении от береговой линии на глинистых осадках. Такое широкое распространение комплекса, несомненно, связано с довольно благоприятными условиями его обитания в пределах всего бассейна.

Значительная роль в чаудинском комплексе принадлежит позднебакинским элементам, что свидетельствует об их миграции через Маньчский пролив в условиях одностороннего течения из бакинского моря в чаудинское, а присутствие чаудинской фауны в юго-западной части Дарданелл указывает на сброс вод чаудинского моря в область Средиземного моря.

Вопрос о смене чаудинского комплекса более молодым древнеэвксинским далеко не ясен, поскольку у нас нет геологических и палеонтологических материалов, на которых можно было бы проследить вымирание первого и появление второго. Можно лишь предполагать, что этот процесс был связан с существенными физико-географическими изменениями крупного плана, так как смена чаудинской фауны древнеэвксинской представляет собой достаточно отчетливый биостратиграфический рубеж, аналогичный тому, который имел место в Каспии на границе бакинского и раннехазарского времени. Несомненной представляется генетическая связь древнеэвксинской фауны с чаудинской. Это относится как к дрейссенам, так и к кардидам. Примером последних могут служить *Didacna baericrassa* Pavl., характерные для всего чаудинского и начала древнеэвксинского времени. Ряд форм, близких *D. naliukini* Wass., также связан своим происхождением с чаудинскими предками.

Здесь мы сталкиваемся с одним из сложнейших вопросов развития солоноватоводных четвертичных фаун Понто-Каспия, вопросом о месте ее происхождения.

Большинство геологов, начиная с Н.И. Андрусова, полагали, что кардииды рода *Didacna* Eichwald появились в Черноморской области в результате эволюции некоторых киммерийско-куяльницко-гурийских форм; в апшеронский век они проникли в Каспий, где дали начало четвертичным *Didacna*. Однако, рассматривая фауны моллюсков Каспия и Черного моря начиная с акчагыла, не трудно заметить, что имела место обратная их миграция. Акчагыльская фауна присутствует на Таманском полуострове (таманские слои), а отдельные ее представители, по данным В.Н. Семеново, встречаются в куяльницких отложениях Северо-Восточного Приазовья. В то же время в Каспии нет куяльницких форм и вообще каких-либо представителей черноморской плиоценовой фауны в отложениях выше понта. Нет в Каспии и гурийских элементов, тогда как в Черноморской области (Азовское море) присутствует ряд апшеронских форм.

Выше уже отмечалось обилие бакинских кардиид в чаудинских отложениях, что является бесспорным свидетельством их миграции из Каспия. Напротив, в бакинском комплексе отсутствуют чаудинские элементы, такие, как плио-

ценовые реликты *D. tschoudae*, *D. pleistopleura* и близкие к ним формы. Чаудинские *D. pseudocrassa* близки как к *D. rudis* Nal., так и к *D. eulachia*. Однако аналогичных ей *Didacna* нет в области Каспия. Не исключено, что она также представляет собой черноморский эндемик, либо возникла в результате акклиматизации бакинского иммигранта (*D. eulachia*?).

Все это дает возможность говорить о направлении миграции из Каспия в Черное море на протяжении позднего плиоцена и раннего плейстоцена, но нет оснований утверждать, что родиной кардиид группы *Didacna* Eichwald была только область Каспия. Вполне возможно, что в обоих этих бассейнах в результате эволюции позднеплиоценовых солоноватоводных кардиид появились плоскореберные *Didacna* нового типа.

Возвращаясь к появлению древнеэвксинской фауны, надо сказать, что ее формирование проходило при большом влиянии раннехазарских (гюргянских) иммигрантов из Каспия. Каспийские элементы в ряде районов занимают господствующее положение (Кавказское побережье, северо-западнее Туапсе). Это прежде всего — формы, близкие к *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav., *D. naliivkini* Wass. Существенное место в древнеэвксинской фауне занимают и автохтоны, прежде всего чаудинские реликты — *D. baericrassa* Pavl. и др.

Морские отложения среднего плейстоцена Кавказского побережья Черного моря охарактеризованы несколькими комплексами моллюсков. Ранее отмечались два комплекса (Архангельский, Страхов, 1938) — древнеэвксинский и узунларский. В настоящее время можно говорить о четырех комплексах (Федоров, 1969). Самый древний из них, связанный с ранней древнеэвксинской террасой, высотой 60 м, представлен *Didacna baericrassa* Pavl., *D. pallasii*

Prav., мелкими *D. naliivkini* Wass., *Dreissena caspia* Eichw. и редкими *Cardium edule* L. Близким комплексом охарактеризованы слои нижнего бабеля — *Didacna pallasii* Prav., *D. baericrassa* Pavl., но без *Cardium edule* L.

На Кавказском побережье местами может быть выделен палеоузунларский комплекс, связанный с террасой высотой 45–50 м, расположенной непосредственно ниже ранней древнеэвксинской террасы. Он представлен обедненной средиземноморской фауной *Cardium edule* L., *Chione gallina* L., реже *Paphia*. После регрессии в Черном море повсеместно расселяется поздний древнеэвксинский комплекс, представленный исключительно фауной каспийского типа: *Didacna naliivkini* Wass., *D. pontacaspia* Pavl., *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav., реже *D. baericrassa* Pavl., а также *Dreissena caspia* Eichw. В участках бывшего опреснения в этот комплекс входят *Unio*, *Viviparus* и др.

В конце позднего древнеэвксинского времени в Черном море наблюдается новая волна миграции средиземноморской фауны. Сформированный здесь узунларский комплекс представляет собой сочетание уцелевших солоноватоводных моллюсков и акклиматизировавшихся средиземноморских эвригаллиных форм. На участках мелководья, удаленных от устьев крупных рек, этот комплекс был представлен *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phil., *Maetra corallina* L., *Didacna naliivkini* Wass., *D. baericrassa* Pavl., *D. pallasii* Prav., *Monodacna* sp., *Dreissena caspia* Eichw., *Balanus*. При этом часть раковин каспийских моллюсков находится в переотложенном залегании. В опресненных участках из средиземноморских видов присутствуют главным образом *Cardium edule* L. и *Abra ovata* Phil. Здесь обычно преобладают каспийские и пресноводные формы. В приустьевых участках крупных рек (Дунай, Дона, Риони) узунларский комплекс лишен средиземноморских элементов. Последующая регрессия могла вновь усилить роль солоноватоводной фауны, но произошедшая затем карангатская трансгрессия, вызвавшая осолонение Черного моря, уничтожила ее. Лишь редкие представители этой фауны приспособились к обитанию в устьях рек.

Таким образом, солоноватоводная фауна моллюсков в Черном море вымерла в послезунларское (предкарангатское) время и позднее в своем типичном (каспийском) виде не восстанавливалась.

Карангатский комплекс, сменивший узунларский, был представлен исключительно средиземноморскими морскими видами. Здесь присутствует ряд тирренских форм, за исключением наиболее термофильных.

Карангатская фауна могла обитать при высокой солености моря, порядка 30‰ (Невесская, 1965), в условиях теплого (значительно теплее современного) межледникового климата. Она представлена *Cardium tuberculatum* L., *C. edule* L., *C. exiguum* Gmel., *C. paucicostatum* Sow., *Paphia senescens* Cos., *Chione gallina* (L.), *Venus verrucosa* L., *Ostrea edulis* L., *Macra corallina* L., *Spisula subtruncata* (Pen.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Gastrana fragilis* L., *Donax julianae* Kryz., *Venerupis irus* L., *Corbula gibba* Olivi, *Pholas datcylus* L., *Pecten varius* L., *Solen marginatus* Penn., *Arca barbata* L., *Cerithium vulgatum* Brug., *Nassa reticulata* L. *Aporrhais pespelicani* L.¹

Комплекс моллюсков, характерный для послекарангатских отложений, сформировавшихся в фазу регрессии (при уровне моря на 60–80 м ниже современного), известен пока только в донных отложениях Керченского пролива. Здесь он представлен еще рядом карангатских форм *Paphia* (?), *Cardium edule* L., *Ostrea edule* L., а также пресноводными *Viviparus*, *Valvata* и солоноватоводными *Ostracoda*. Это солоноватоводный комплекс, где средиземноморские элементы были угнетены и обречены на вымирание. Последующий новоэвксинский комплекс, связанный еще с низким уровнем моря, представляет собой весьма обедненный вариант опресненного солоноватоводного комплекса каспийского типа. Здесь преобладали *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna vitrea* Eichw., *Hypanis plitatus* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasii* Lindh., *Lithoglyphus naticoides*, *Micromelania caspia* Eichw.

Происхождение новоэвксинской фауны не вполне ясно. Большинство геологов и зоологов связывает ее с каспийскими иммигрантами; однако трудно допустить, что во время карангатской трансгрессии и осолонения погибла вся древнеэвксинская фауна. Несомненно, что наиболее эврибионтные ее представители смогли пережить это время в устьях рек, впадающих в Черное море. В настоящее время мы можем наблюдать аналогичную картину переживания в тех же условиях новоэвксинских *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*. Вместе с тем следует иметь в виду, что даже такие далеко вдававшиеся в сушу лиманы, как Западно-Маньчский, были заселены почти исключительно средиземноморской фауной.

Наконец, не вполне понятно, почему среди новоэвксинской фауны нет хвалыньских *Didacna*, которые должны были мигрировать через Маньчский водосбор из Каспия при раннехвалыньской трансгрессии.

В качестве бесспорных каспийских иммигрантов Л.А. Невесская (1965) рассматривает *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna vitrea* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. Отсутствие *Didacna* в послекарангатских и новоэвксинских отложениях, вероятно, связано с блокирующим воздействием опресненной зоны в низовьях Дона. Смена новоэвксинского комплекса обедненным средиземноморским, появившимся в начале древнечерноморского времени (голоцена), обстоятельно описана Л.А. Невесской (1965). Эта смена происходила постепенно, и на первых порах древнечерноморские морские и солоноватоводные моллюски обитали совместно.

В послеледниковое время в Черном море могут быть выделены два основных подкомплекса моллюсков: древнечерноморский и новочерноморский.

Древнечерноморский подкомплекс связан с начальной (первой) фазой осолонения Черного моря и заселения его средиземноморскими организмами, когда здесь распространились наиболее эвригалинные формы — *Cardium edule* L., а позднее *C. edule* и *Chione gallina* (L.).

Новочерноморский подкомплекс связан с наибольшей трансгрессией в термический максимум голоцена. Пышный расцвет фауны в это время, вероятно, был связан не только с усиленным притоком соленых вод и миграцией с ними средиземноморской фауны, но и с расширением мелководий.

Новочерноморская фауна представлена — *Cardium edule* L., *C. exiguum* Gmel., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Chione gallina* L., *Ostrea edulis taurica*, *Paphia*

¹ Список дается в сокращенном виде.

discrepans Mil., *Gastrana fragilis* L., *Chlamys glabra* Mil., *Corbula gibba* Olivi.² Состав фауны указывает на то, что соленость моря в максимум ново-черноморской трансгрессии несколько превосходила современную соленость Черного моря (Федоров, 1965, 1959а, 1971). Л.А. Невеская (1965) не разделяет данного мнения и считает, что соленость не была выше современной.

Среди черноморской плейстоценовой фауны моллюсков могут быть выделены следующие комплексы.

1. Чаудинский, содержащий плиоценовые (киммерийско-гурийские) реликты и значительное число бакинских иммигрантов.

2. Древнеэвксинский ранний, в котором представлены некоторые чаудинские реликты, каспийские (нижнехазарские) иммигранты и редкие *Cardium edule* L.

3. Палеоузунларский (выделяется условно) состоит из эвригалинных средиземноморских форм.

4. Древнеэвксинский поздний содержит исключительно солоноватоводную фауну нижнехазарского типа и ряд эндемичных форм.

5. Узунларский комплекс представлен обедненной эвригалинной средиземноморской и отдельными представителями поздней древнеэвксинской фауны. При этом в опресненных участках первая отсутствует.

6. Карангатский комплекс содержит самую богатую и разнообразную средиземноморскую фауну моллюсков тирренского типа (но без тропических форм).

7. Новоэвксинский комплекс охарактеризован сильно обедненной опресненной солоноватоводной фауной, связанной в основном с хвальнскими (каспийскими) иммигрантами и древнеэвксинскими реликтами.

8. Черноморский комплекс подразделяется на два подкомплекса – древнечерноморский, содержащий сильно обедненную эвригалинную средиземноморскую фауну, и новочерноморский, охарактеризованный довольно богатой средиземноморской фауной моллюсков.

В предлагаемой работе граница между плейстоценом и эоплейстоценом (верхним плиоценом) проводится по подоше тюркянских континентальных образований, залегающих между морскими апшеронскими и бакинскими отложениями (см. табл. 4 на вкл.).

Четвертичные отложения Понто-Каспия подразделяются на нижний плейстоцен (тюркянские, бакинские и урунджикские отложения Каспия, чаудинские в Черном море), средний плейстоцен (гюргянские или нижнехазарские отложения Каспия, древнеэвксинские ранние, палеоузунларские, древнеэвксинские поздние и узунларские отложения Черного моря), верхний плейстоцен (верхнехазарские, ательские и хвальнские отложения Каспия, карангатские и новоэвксинские Черного моря).

Голоцен включает в себя мангышлакские и новокаспийские отложения Каспия; древнечерноморские и новочерноморские отложения Черного моря.

Нижняя граница голоцена в области Понто-Каспия и Средиземноморья, как кажется автору, должна проводиться под мангышлакскими, древнечерноморскими и фландрскими (трансгрессивная фаза) отложениями, что соответствует геохронологическому рубежу в 8-9 тыс. лет.

² Список дается в сокращенном виде.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Тюркянская свита. В Каспийской области нижний плейстоцен начинается с отложений тюркянской континентальной свиты, которая впервые была установлена в интервале между апшеронским и бакинским ярусами, по материалам бурения в восточной части Апшеронского полуострова, у с. Тюркяны, В.В. Богачевым и О.В. Дашевской (Дашевская, 1940). Позднее она была выделена в качестве тюркянского горизонта В.Е. Хаиным (1950).

В настоящее время тюркянские отложения известны в пределах почти всей Каспийской области. На Апшеронском полуострове они представлены глинами, реже песками преимущественно серого цвета с редкой фауной гастропод и дрейссен. О.В. Дашевская (1940) выделяла здесь (снизу вверх): серые глины мощностью 30 м, серые и бурые глины — 10 м, серые глины и пески — 50 м (общая мощность 90 м).

Позднейшими буровыми работами установлено широкое развитие тюркянских отложений как в восточной части Апшеронского полуострова, так и в пределах Куринской низменности. Они обычно представлены глинисто-песчаными осадками, а в прибортовых частях Куринской низменности — галечниками. Более глинистые разности тюркянских отложений, распространенные в центральных и восточных частях Куринской низменности и отчасти на Восточном Апшероне, представляют собой осадки опресненной части бассейна. Мощность их варьирует в пределах 50–150 м. В Западной Туркмении, по данным Н.Е. Степанайгыс, в них встречаются остракоды бакинского типа. Вполне вероятно, что в этом бассейне уже обитали исходные представители бакинской фауны моллюсков.

В северо-западной части Куринской низменности на крыльях небольших антиклинальных структур можно наблюдать соотношения апшеронских, тюркянских и бакинских отложений. В восточной части хребта Караджа на слоистых алевролитах с прослоями глины и песков, содержащих апшеронскую фауну моллюсков, залегают с размывом и угловым несогласием галечники, переходящие вверх в косослоистые пески, общей мощностью 6–8 м. Выше лежат слоистые грязнобурные алевролиты с тончайшими прослоями охристо-бурых железистых песков и типичными бакинскими *Didacna parvula* Nal., *D. catillus* Eichw. и др. Галечники и пески, перекрывающие морской апшерон, судя по характеру слоистости, сортировке материала и степени его окатанности, представляют собой приустьевые и аллювиальные отложения. Аналогичные соотношения наблюдаются на восточном крыле антиклинальной складки, расположенной западнее г. Евлаха. Здесь на апшеронских алевролитах и глинах с угловым несогласием в 15–20° и размывом залегают грубые галечники (галечниковые конгломераты) и пески общей мощностью до 20–25 м (реже более). Они согласно перекрываются слоистыми глинами и алевролитами с бакинской фауной моллюсков. Необходимо подчеркнуть, что рассматриваемые континентальные образования отделены от подстилающих апшеронских осадков не только отчетливыми следами размыва, но местами и угловым несогласием. В то же время переход тюркянских отложений в бакинские — относительно постепенный. Это указывает на стратиграфическую близость тюркянских и бакинских отложений, что, как было показано выше, подтверждается также и палеонтологически.

В северной части Кавказского побережья (Северный Дагестан) и в Прикаспийской низменности тюркянские отложения известны лишь по керновому материалу.

В пределах хорошо разбуренной территории к северу от Махачкалы, в районе сел Крайновки, Черного рынка, Александрийской и других, отчетливо выделяются пески и галечники, залегающие между апшеронскими и бакинскими морскими осадками. Обычным является следующий разрез: на апшеронских морских слоистых глинах и зеленовато-серых и серых алевролитах залегают континентальные желтовато-серые суглинки мощностью 10–20 м, которые выше сменяются песками и галечниками до 10–12 м мощностью. Среди галек преобладают породы Главного Кавказского хребта, а размеры галек достигают 10 см в диаметре. Выше залегают суглинки мощностью от 20 м, на которых лежат слоистые серовато-бурые глины и алевролиты с бакинскими *Didacna parvula* и др. Здесь надо подчеркнуть два чрезвычайно важных момента. Во-первых, следы континентального перерыва между апшеронскими и бакинскими морскими осадками отмечаются вплоть до современного берега Каспия (Крайновка), что может служить указанием на положение границ тюркянского бассейна внутри контуров современного Каспия. Во-вторых, петрографический состав песчаных и особенно галечниковых отложений тюркянской свиты этого района, представленных преимущественно породами Главного Кавказского хребта, указывает на обильное поступление речных вод, способных переносить столь крупные гальки на весьма значительное расстояние. Вероятно, это явление можно связывать с увеличением водности рек северного склона Кавказа в результате общего увлажнения климата. Такое обводнение могло быть вызвано таянием горного оледенения, имевшего место, по данным Е.Е.Милановского (1964), во второй половине апшеронского века в бассейне р. Черек.

В Поволжье, по результатам детальных исследований Г.И.Горещкого (1966), основанных на новом богатом материале бурения, бакинские отложения залегают на апшероне без явных следов континентального перерыва. Однако уже в восточной части Северного Прикаспия (в долинах рек Урала и Эмбы) между апшеронскими и бакинскими морскими слоями развиты континентальные тюркянские образования. Они представлены аллювиальными и наземными песками и суглинками мощностью в несколько десятков метров.

На Мангышлаке к тюркянской свите относятся наземные образования (балочные выположения), залегающие под бакинскими известняками (Федоров, 1957). Они наблюдаются на юго-западном побережье Мангышлака в низовьях сухих долин Сака-Кудук и Кызыл-Узень, где выполняют древние эрозионные врезы этих долин, уходящих ниже уровня современного Каспия.

В низах здесь развиты грубые щебенистые отложения с прослоями супесей и суглинков, выше — серые слоистые глины, сменяющиеся вверх по разрезу уплотненными лессовидными супесями с редкими линзами и прослоями мелкой щебенки и дресвы. Общая мощность этих отложений достигает 18–20 м. На их размытой кровле лежит грубый галечниковый конгломерат, переходящий в известняки-ракушечники с типичной бакинской фауной моллюсков.

В Западной Туркмении наблюдается аналогичное соотношение апшеронских и бакинских отложений. На юго-западном крыле структуры Небитдаг (рис.1) можно наблюдать косослоистые грубые пески мощностью в несколько десятков метров, залегающие с угловым несогласием и размывом на дислоцированных апшеронских глинах и алевролитах. Стратиграфически вверх пески сменяются серовато-бурыми слоистыми глинами с раковинами бакинских моллюсков.

В ряде скважин, пройденных за последние 20 лет в Прибалханской депрессии и на юге Западно-Туркменской низменности, отмечается наличие континентальных образований между морскими апшеронскими и бакинскими слоями. Они чаще представлены песками, супесями и суглинками.

На северном крыле структуры Монжуклы тюркянские отложения представлены толщей слоистых и косослоистых серых песков, замещающихся по простирацию на запад слоистыми глинами и алевролитами. В основании тюркянских

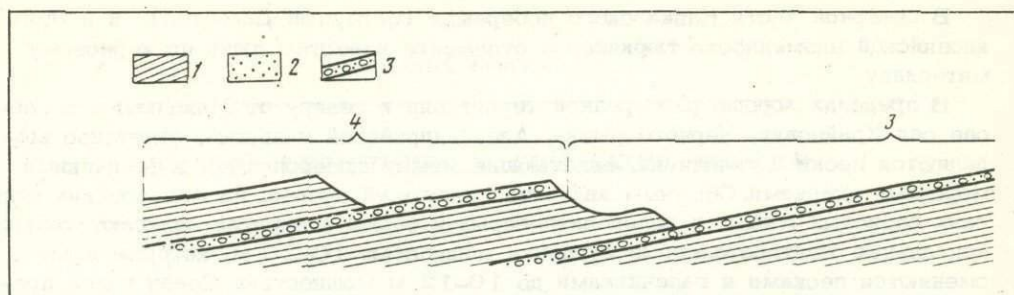


Рис. 1. Соотношение апшеронских, туркменских, бакинских и урунджикских отложений на юго-западном крыле антиклинали Небитдаг

Породы: 1 - алевроиты, 2 - пески, 3 - галечники, пески и ракушечники; возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - апшеронский, 2 - туркменский, 3 - бакинский, 4 - урунджикский

отложений обычно развиты галечники, иногда сцементированные, залегающие с размывом и угловым несогласием на апшеронских глинах. В верхах толщи также наблюдаются галечники, образующие подошву вышележащих бакинских отложений. Согласно материалам Г.З.Гурария (устное сообщение), в верхах туркменских отложений Монжуклы проходит инверсия Бьунес-Матуяма.

Для понимания перерыва между апшеронским и бакинским этапами развития Каспия полезно использовать геоморфологический анализ террасовых поверхностей в предгорной полосе Кавказа. Особенно наглядно соотношение апшеронских и бакинских поверхностей наблюдается на юге Дагестана, южнее Дербента. Здесь апшеронские галечниковые конгломераты с прослоями детритусовых известняков-ракушечников образуют террасовые поверхности, срезающие дислоцированные акчагыльские отложения, представленные известняками, мергелями, реже песками.

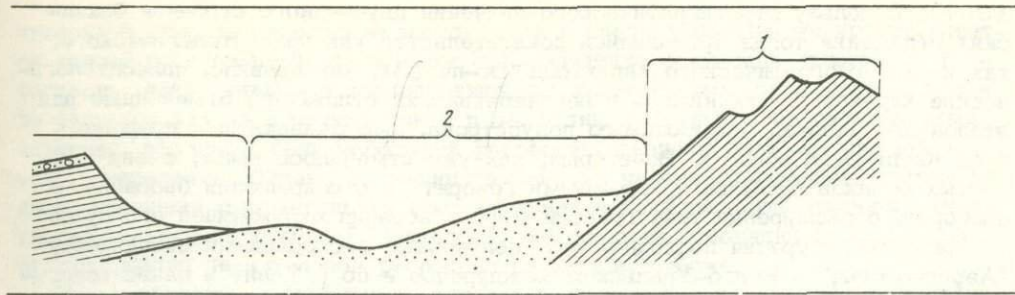
Апшеронские отложения сильно денудированы и сохранились в виде изолированных столообразных останцов на абсолютных отметках порядка 350-500 м. В то же время бакинская терраса, хотя и расчлененная позднейшей эрозией, не потеряла своих характерных черт морской абразионной платформы. Она отделяется отчетливым уступом от апшеронской поверхности и располагается на отметках 180-220 м. Нередко бакинская террасовая поверхность окружает останцы апшеронской террасы, бывшие островками в бакинском море. Все это указывает на существенный промежуток времени, отделяющий формирование апшеронской и бакинской террас.

Наконец, как это уже отмечалось выше, отличия бакинской фауны моллюсков от апшеронской также является указанием на длительность и историко-геологическую значимость рассматриваемого перерыва.

Таким образом, в пределах Каспийской области имеются отчетливые геологические следы континентального перерыва на границе апшеронского и бакинского веков. Низший уровень этой регрессии был ниже современного уровня Каспия, возможно, на несколько десятков метров (?). Низкий базис эрозии во время туркменской регрессии стимулировал врез и переуглубление речных долин Каспийского бассейна. Несогласное залегание туркменской свиты на осадках апшерона и относительно постепенный переход ее в вышележащие бакинские отложения указывают на несомненную принадлежность туркменских отложений к нижнему плейстоцену.

Однако нам кажется целесообразным не включать туркменскую свиту в состав бакинского яруса, а рассматривать ее в качестве самостоятельного подразделения в низах нижнего плейстоцена.

Бакинский горизонт. По своему биостратиграфическому значению и широкому распространению бакинские отложения, несомненно, являются ярусом. Однако, следуя указаниям Межведомственного стратиграфического коми-



тета (МСК), все подразделения четвертичной стратиграфической шкалы Понто-Каспия следует считать горизонтами.

Бакинские отложения Каспийской области уже достаточно полно описаны. Остановлюсь лишь на принципиальных вопросах стратиграфии с привлечением новых данных по некоторым наиболее важным разрезам.

В стратиграфическом разрезе "горы бакинского яруса" на юго-западе Апшеронского полуострова, бакинские отложения залегают с размывом и угловым несогласием на дислоцированных апшеронских известняках. Аналоги туркменских отложений здесь отсутствуют. Учитывая, что этот разрез уже неоднократно описан в литературе, ограничимся лишь краткой его характеристикой. Бакинские отложения здесь отчетливо подразделяются на две основные части: нижнюю - слоистые глины, алевроиты и пески и верхнюю - известняки-ракушечники, залегающие с незначительным размывом на подстилающих отложениях. В низах нижней, глинистой части преобладают мелкие хрупкие раковины *Didacna parvula* NaI., выше, в глинистых песках - *D. catillus* Eichw. В верхней части известняки-ракушечники и пески содержат *D. rudis* NaI. и близкие к ней формы.

Двучленное строение бакинских отложений, отмеченное для разреза "горы бакинского яруса", характерно для всей Каспийской области. На приподнятых участках оно выражено резко из-за небольшого углового несогласия между нижне- и верхнебакинскими слоями; в стабильных в тектоническом отношении областях и тем более в депрессиях такое несогласие менее отчетливо. Но так или иначе почти всегда нигде бакинских отложений представляются глинами и алевроитами, а верхи - более крупнозернистыми осадками прибрежного типа (песками, известняками-ракушечниками). Мощность первых всегда значительно превышает мощность вторых. Так, в пределах Прикаспийской низменности (долины рек Волги, Урала) нижнебакинские глины достигают мощности нескольких десятков метров, а в тектонических депрессиях Северного Дагестана, Куринской низменности и Юго-Западной Туркмении их мощность нередко превышает 500 м. Мощность верхнебакинских прибрежных отложений обычно измеряется метрами, реже десятками метров. Слоистость нижнебакинских отложений обусловлена тончайшими (до 1 мм и менее) прослоями охристо-бурых песков, нередко повторяющих волновую рябь. Наличие этих прослоев, а главное обильной ракушки не дает права считать эти осадки глубоководными. Судя по современному распространению фауны моллюсков в Каспии, осадки такого характера могли формироваться на глубинах порядка 50-100 м.

Некоторые геологи смену нижнебакинских глин вверх по разрезу верхнебакинскими песками и ракушечниками рассматривают (не без основания) лишь как результат фациальных изменений. Они считают, что более обширная раннебакинская трансгрессия сменилась регрессивной фазой, и на участках дна, где прежде отлагались сравнительно глубоководные глинистые осадки, начали накапливаться прибрежные, более грубые отложения. Одним из аргументов в пользу такого мнения служит то обстоятельство, что в ряде случаев бакинские известняки-ракушечники, отмечающие границу максимального распространения трансгрессии, содержат смешанную нижне- и верхнебакинскую фауну моллюсков (предгорье Западного Копетдага - гора Зирик, некоторые участки на побережье Дагестана). Вопрос этот уже рассматривался ранее (Федоров,

1957). В пользу стратиграфического значения двучленного строения бакинских отложений тогда приводились доказательства как палеонтологического, так и палеогеографического характера. Во-первых, как правило, палеонтологические характеристики ниже- и верхнебакинских отложений, отмеченные для эталонного разреза Апшеронского полуострова, выдерживаются в пределах всей Каспийской области. Во-вторых, как уже отмечалось выше, смена глинистых осадков грубыми прибрежными говорит не о сокращении бассейна, а наоборот, о расширении трансгрессии моря и абразии окружающей его суши.

Материалы бурения последних лет, полученные экспедициями объединения "Аэрогеология" в Волго-Уральском междуречье и по р. Уралу и палеонтологически обработанные автором, показали, что в удалении от береговых линий бакинского бассейна глинистые осадки низов бакинского горизонта содержат преимущественно *Didacna parvula*, реже *D. catillus*, тогда как перекрывающие их верхнебакинские пески характеризуются в основном присутствием *D. rudis* и близкими к ней формами. Изредка и здесь в них встречаются *D. parvula*¹.

Широкий стратиграфический диапазон этой последней формы и присутствие ее в верхнебакинских осадках некоторыми авторами, не искушенными в каспийской биостратиграфии, рассматриваются как доказательство неприемлимости *Didacna* Eichwald для стратиграфических целей и довод против стратиграфического подразделения бакинских отложений. Приведем краткое описание одного из разрезов бакинских отложений Прибалханской низменности Западной Туркмении, иллюстрирующее защищаемое положение. На южном крыле брахиантиклинальной структуры Урунджик тонкослоистые нижнебакинские глины и алевиты с тончайшими прослоями охристых глинистых песков и раковинами *Didacna parvula* Nal., *D. aff. catillus* Eichw. со следами незначительного размыва перекрываются рыхлым серым песчанником с обильными верхнебакинскими раковинами, представленными парными створками *D. rudis* Nal., *D. rudis* var. *varia* Nal., *D. carditoides* Andrus., *D. eulachia* (Vog.) Fed., *D. bergi* Fed., а также *D. parvula* и *D. aff. catillus* и др. Необходимо отметить, что незначительный перерыв, разделяющий ниже- и верхнебакинские отложения, вообще характерен для структур Прибалханской низменности. Особенно важным является присутствие в верхнебакинских отложениях, помимо руководящих для этих слоев форм, не только отдельных экземпляров нижнебакинских *D. parvula* и *D. catillus*, но и *D. eulachia*, характерных для более молодых урунджикских отложений. Аналогичная смена фауны моллюсков в разрезе наблюдается и на других участках Кумдаг, Небитдаг).

Таким образом, существует довольно строгая приуроченность определенных палеонтологических комплексов к ниже- и верхнебакинским отложениям. На ряде примеров можно показать, что такие нижнебакинские кардииды, как *Didacna parvula* и *D. catillus*, не всегда связаны с глинистой фацией, а нередко встречаются в прибрежных песках и ракушечниках (Красноводский полуостров, Западный Копетдаг, Дагестанское побережье и др.). В то же время верхнебакинские отложения северного борта Куринской низменности (Карамарьямский увал), выраженные в глинистой фации, содержат крупные массивные *Didacna* aff. *rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. и *D. eulachia* (Vog.) Fed.

Первоначально *D. eulachia* рассматривалась автором (Федоров, 1953, 1957) как одна из руководящих форм только урунджикского горизонта Западной Туркмении. Позднее было установлено (Федоров, 1959б), что эта форма иногда присутствует и в верхнебакинских отложениях совместно с *D. rudis* и *D. carditoides*, в то время как в собственно урунджикских отложениях *D. eulachia* встречается в комплексе с *D. pravoslavlevi* Fed. и другими формами. Все это дает основание считать, что палеонтологические различия ниже- и верхнебакинских отложений имеют несомненное биостратиграфическое значение и в меньшей степени связаны с фациями. Если учесть еще и стратиграфическую самостоятельность обоих бакинских подгоризонтов, а в ряде случаев — незна-

1 Указываются только руководящие формы. Естественно, что в обоих случаях присутствуют и другие дидакны, дрейссены и гастроподы.

чительное угловое несогласие между ними и следы размыва, то представляется вполне обоснованным двучленное подразделение бакинских отложений. Несогласие между нижне- и верхнебакинскими отложениями, наблюдаемое в ряде разрезов как на Кавказе, так и в Закаспии, указывает на определенный интервал, вероятно, фазу небольшой регрессии, разделяющую эти два этапа осадконакопления. Однако ни геологические, ни палеонтологические данные не дают основания рассматривать этот интервал в качестве существенного стратиграфического перерыва. В частности, нет никаких оснований предполагать существование значительной регрессии на данном рубеже.

Это необходимо подчеркнуть, так как в исключительно важной монографии Г.И. Горецкого (1966) к интервалу между нижним и верхним баку отнесено значительное переуглубление долины Волги и Камы. Согласно многочисленным разрезам, приведенным в этой работе Г.И. Горецким, следует, что на нижнебакинских глинах с *Didacna parvula*² с глубоким врезом залегают аллювиальные пески. В долине Нижней Волги у с. Копановки подошва их располагается на 80–85 м ниже уреза реки. Вверх по разрезу на 40–50 м от их подошвы пески становятся глинистыми. В них появляется фауна пресноводных моллюсков нижнехазарского типа (по определению Г.И. Попова), а осадки, характеризующиеся спорово-пыльцевыми спектрами сингильского типа, как считает Г.И. Горецкий (1966), должны относиться к позднебакинскому времени. Переуглубление долин Волги и Камы и накопление соликамской и венедской аллювиальных свит, по мнению этого автора, соответственно падает на эпоху регрессии, разделяющую нижне- и верхнебакинские этапы осадконакопления. Такой вывод влечет за собой признание весьма существенного стратиграфического перерыва между двумя бакинскими горизонтами, поскольку глубокий врез рек бассейна Волги и мощная аккумуляция аллювиальных свит могли быть связаны только с глубокой регрессией Каспия и весьма существенными физико-географическими изменениями. Как сопоставить эти факты с данными по стратиграфии бакинских отложений Азербайджана и Западной Туркмении? Для того чтобы решить этот вопрос, необходимо напомнить, что в Нижнем Поволжье П.А. Православлевым (1908, 1932) выделялись (снизу вверх) бакинские, сингильские, астраханские и другие отложения. При этом ни сингильские, ни астраханские слои им никогда не включались в состав бакинского яруса, а рассматривались как самостоятельные стратиграфические подразделения. М.М. Жуков (1945) без достаточных оснований считал, что сингильские и астраханские слои представляют собой пресноводные и наземные образования конца бакинского века. Эта точка зрения была принята и некоторыми другими исследователями. Сингильские отложения, представленные глинами и алевролитами, с прослоями песков, залегают с размывом на нижнебакинских глинах и располагаются обычно на несколько метров выше уровня Волги. Они содержат преимущественно пресноводную фауну моллюсков, а в ряде мест, как будет показано ниже, и солоноватоводные кардииды нижнехазарского типа. Из этих отложений известна также сингильская флора, установленная по палинологическим данным П.А. Никитиным и П.И. Дорофеевым, характеризующаяся холодолюбивыми элементами.

Позднебакинский возраст глинистых песков, вскрытых скважинами на глубинах 20–40 м ниже уреза Волги и представляющих собой другое геологическое образование, нежели сингильские слои, известные из береговых обнажений Волги, Г.И. Горецкий обосновывает только палинологическими данными, ссылаясь на Е.Н. Ананову, указывающую, что флора из этих слоев "вероятно характеризует отложения типа сингильских, которые, возможно, соответствуют верхам ливинского межледниковья" (Горецкий, 1966, с. 367).

Очевидно, что этих данных совершенно недостаточно для установления позднебакинского возраста рассматриваемых отложений. Напротив, материалы по всему Северному Прикаспию показывают, что верхнебакинские отложения пред-

² Палеонтологические определения материалов Г.И. Горецкого принадлежат Г.И. Попову.

ставлены прибрежными песками и ракушечниками (оз. Васкунчак, междуречье Волги и Урала) и не отделены существенным перерывом от нижнебакинских осадков. Поэтому нельзя согласиться с Г.И. Горещким (1966), помещающим соликамскую и венедскую свиты в интервал между ниже- и верхнебакинскими горизонтами. Обе аллювиальные свиты в формационном и палеонтологическом отношении существенно отличаются от отложений бакинского яруса и, наоборот, тесно связаны с отложениями более молодого седиментационного цикла, отражающего уже иные физико-географические условия.

Все сказанное выше позволяет утверждать, что существующее расчленение бакинского горизонта на нижнебакинский и верхнебакинский подгоризонты биостратиграфически обосновано и отражает два этапа развития бакинского бассейна. В то же время характер перерыва между ними и палеонтологические данные указывают на стратиграфическое и формационное единство этих подразделений в рамках одного горизонта.

Каково же палеогеографическое значение этих подгоризонтов и какая из трансгрессий была более обширной: раннебакинская или позднебакинская? Этот вопрос по-прежнему остается не вполне ясным. Абразионная бакинская терраса на побережье Дагестана и Азербайджана (включая и предгорья Юго-Восточного Кавказа), судя по фауне моллюсков, является верхнебакинской. Среди плейстоценовых террас именно эта терраса занимает наиболее высокое гипсометрическое положение в нисходящей лестнице морских террас Кавказского побережья Каспия. Возможно, что к этому же времени относятся прибрежные конгломераты и известняки-ракушечники на Красноводском полуострове и в западных предгорьях Копетдага (гора Зирик). Наиболее глубокие вторжения бакинского моря в сушу наблюдались в Куринской низменности и в низменных Каракумах. В западной и северо-западной частях Куринской низменности развиты как нижнебакинские глинистые осадки (восточная часть хребтов Боздаг, Караджа), так и верхнебакинские глинисто-песчаные осадки и ракушечники (Карамарьямский увал). При этом не всегда ясно, какие из них распространяются далее на запад. На восточной периклинали хребта Караджа выше тюркянских песков с галькой лежат слоистые грязно-серые и буровато-серые глины и алевролиты мощностью 10-15 м с *Didacna parvula* Nal., *D. aff. catillus* Eichw., а в верхах и с *D. carditoides* Andrus. Как понимать совместное нахождение *in situ* нижнебакинских *D. parvula* и верхнебакинских *D. carditoides*? С точки зрения автора, такое явление объясняется переживанием раннебакинских элементов в позднебакинском море. В пользу такого мнения говорит, с одной стороны, отсутствие верхнебакинских *Didacna* в нижнебакинских отложениях вне зависимости от их фации, а с другой — весьма частая встречаемость *D. parvula* в верхнебакинских отложениях вместе с *D. rudis* и др. В этом отношении показательными являются разрезы верхнебакинских отложений в предгорьях Западного Копетдага и в Дагестане.

В первом случае на северо-западном крыле Зирикской антиклинали в известняках-ракушечниках встречаются *Didacna rudis* Nal., *D. ex gr. catillus* Eichw., *D. parvula* Nal. Напомним, что в нижнебакинских отложениях Западно-Туркменской низменности всего в нескольких десятках километров от горы Зирик встречаются почти исключительно *D. parvula*, реже *D. catillus*.

На побережье Дагестана, севернее Дербента, в долине р. Дарвагчай, у выхода ее на приморскую низменность развиты пески, детритусовые карбонатные песчаники и известняки-ракушечники, образующие морскую террасу абсолютной высотой около 160-180 м. В песках и особенно в известняках встречается масса раковин *Didacna rudis* Nal., *D. rudis* var. *catillus-rudis* Nal., *D. parvula* Nal. и др. Можно было бы привести множество подобных примеров, однако уже из всего сказанного достаточно ясно, что присутствие *D. parvula* в верхнебакинских отложениях не является результатом наложения друг на друга двух бакинских горизонтов, а связано с переживанием этой формы в позднебакинское время, и, следовательно, можно считать ее руководящей не только для нижнебакинских отложений, но и для всего бакинского горизонта в целом. При этом она ни в какой мере не теряет своего биостратиграфическо-

го значения, так как в нижнебакинских отложениях именно *Didacna parvula* занимает господствующее положение в комплексе с *D. catillus* и другими кардидами, а в верхнебакинском горизонте она лишь сопутствует руководящим формам верхнебакинского комплекса. Присутствие верхнебакинского комплекса моллюсков в прибрежных отложениях на границах максимального распространения моря указывает на то, что позднебакинская трансгрессия была наибольшей.

В позднебакинскую трансгрессивную фазу море заливало обширные пространства, где на мелководьях началось формирование более богатого верхнебакинского комплекса фауны моллюсков.

Важной особенностью нижнебакинских отложений является их значительная мощность, достигающая 50–100 м, а в таких впадинах, как Куринская и Западно-Туркменская – 500 м и более. Даже если учесть, что осадконакопление в этих депрессиях происходило в условиях обильного привноса терригенного материала, такая большая мощность тонкослойных глин и алевроитов указывает на длительность этого процесса. Несомненно, что предбакинская (туркьянская) регрессия и раннебакинский цикл седиментации заняли значительный отрезок времени, возможно, отвечающий одной трети всего плейстоцена.

На некоторых брахиантиклинальных структурах северного борта Куринской низменности нижнебакинские пласты наклонены до 30–40°, а местами и более 45° (Караджа, Малый Харами, Мишовдаг, Дуздаг).

Верхнебакинские отложения обычно представлены прибрежными конгломератами, известняками–ракушечниками, реже – песками. Мощность их измеряется несколькими метрами и редко превосходит 10 м. Они содержат сравнительно богатый комплекс крупных толстостворчатых раковин моллюсков, где главные руководящие его представители характерны для всей Каспийской области.

Основу верхнебакинского комплекса составляют крупные раковины *Didacna rudis* Nal., сильно утолщенные в передней части и тонкостенные в задней. Они также характерны для этих отложений, как *Didacna parvula* для нижнебакинских. Кроме того, здесь присутствуют *Didacna carditoides* Andrus., *D. bergi* Fed. (Челекен, Мишовдаг, Карамарьямский увал), *Didacna rudis* var. *catillus-rudis* Nal., редко *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. (Западная Туркмения, Кумдаг).

Верхнебакинские отложения содержат окатанные обломки пород из береговых обрывов и почти лишены материала, принесенного с удаленных от берега возвышенностей.

Привнос терригенного материала по таким речным артериям, как палео-Волга, палео-Кура и палео-Амударья, продолжался в течение всего бакинского века, о чем свидетельствует существенная роль аллювия в строении бакинских отложений указанных областей.

Верхнебакинские отложения участвуют в складчатости только локально в мобильных зонах (северный борт Куринской низменности – Мишовдаг; Западная Туркмения – Кумдаг, Зирик). Обычно они вовлечены в вертикальные движения обоих знаков. На Кавказском побережье Каспия они образуют приподнятую абразионную террасу абсолютной высотой 200–220 м (реже 180), которая прослеживается почти от г. Гудермеса к Апшеронскому полуострову и далее вдоль северного борта Куринской низменности. На Мангышлаке, полуостровах Бузачи и Красноводском верхнебакинские известняки–ракушечники перекрыты отложениями хвалынской трансгрессии и залегают на абсолютных высотах от минус 10–15 и до плюс 20 м; на юго-западе Красноводского полуострова – до плюс 10–20 м.

Бакинские отложения распространяются в Манычскую долину, где выполняют глубокий врез в неогеновых породах. По мнению Г.И. Попова (1970), здесь развиты как нижнебакинские, так и верхнебакинские отложения.

Урунджикские слои. Отложения, выделенные автором (Федоров, 1946), 1948) в качестве урунджикского горизонта, были известны еще В.В. Богачеву и В.В. Веберу в западной части Куринской низменности как слои с *Didacna postcarditoides* Nal. (*D. eulachia*) и относились ими к бакинскому ярусу.

Первоначально урунджикский горизонт рассматривался автором как стратиграфически самостоятельная единица (Федоров, 1946, 1948); позднее он был условно включен в основание хазарского яруса (Федоров, 1957, 1959б и др.), а затем, по согласованию с В.В. Богачевым, К.А. Ализаде и Б.Г. Векиловым (личная беседа в 1962 г.), в составе нижнего плейстоцена непосредственно выше бакинского яруса (Федоров, 1963, 1972).

В стратотипическом разрезе урочища Урунджик в Прибалханской низменности Западной Туркмении урунджикские отложения залегают с размывом и небольшим угловым несогласием на верхнебакинских песчаниках и ракушечниках. Они представлены прибрежными песками, ракушечниками, реже галечниками общей мощностью 1-2 м (иногда более). Основная масса раковин представлена *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. (преобладают), *D. karelini* Fed., *D. pravoslavlevi* Fed. (очень редко), *D. celekenica* Fed. (редко), *D. kolesnikovii* Fed., *Dreissena rostriformis* Desh. и очень редко *D. ex gr. nalivkini* Wass.

При этом в районе Урунджика господствует *D. eulachia*, тогда как западнее, в береговом обрыве Челекена в этих слоях существенную роль играют *D. pravoslavlevi* Fed., *D. celekenica* Fed., *D. colossea* (Dasch.) Vekil. и другие и весьма редки *D. eulachia* (Bog.) Fed. В западной части Куринской низменности урунджикские отложения, выделенные автором в 1950-1951 гг. (Федоров, 1953, 1957), содержат комплекс малакофауны, где преобладают *D. eulachia* (Bog.) Fed., а также *Dreissena polymorpha*.

На склонах Юго-Восточного Кавказа в отложениях террасы абсолютной высотой 190-220 м кроме *D. eulachia* встречаются также *D. pravoslavlevi* Fed., что дает основание считать эту террасу урунджикской. Менее отчетливо урунджикские отложения устанавливаются на побережье Дагестана, Мангышлака и в Северном Прикаспии. Поэтому автор не разделяет той уверенности, с которой Г.И. Попов (1955, 1970) устанавливает урунджикский горизонт в Нижнем Поволжье, Приманычье и даже в области Черного моря. В то же время нет никакого сомнения, что аналоги урунджикских отложений могут присутствовать во всех перечисленных местах.

Рассмотрим некоторые разрезы северного борта Куринской низменности (структуры Мишовдаг, Караджа, Дуздаг) и Западной Туркмении (структуры Урунджик, Кумдаг и Челекен).

Разрез структуры, правый борт балки Нефтяной (рис. 2).

В основании залегают апшеронские ракушечники, пески, алевриты с *Hurcania*, *Apscheronia*, *Pseudocatillus*, *Monodacna*. Наклоны под углом около 40°, мощность более 20 м. Далее вверх по разрезу следуют:

Мощность, м

- | | |
|--|----------|
| 1. Алевриты слоистые пепельно-серые, розоватые, сменяющиеся выше глинами слоистыми, темно-желтыми, с <i>Didacna parvula</i> Nal. | 15-18 |
| 2. Глины песчаные, слоистые, с прослоями песков и ракушечников и раковинами <i>Didacna parvula</i> Nal., реже <i>Didacna eulachia mingetschaurica</i> Vekil. | около 20 |
| 3. Пески глинистые слоистые | 10-12 |
| 4. Ракушечники рыхлые с <i>Didacna eulachia mingetschaurica</i> Vekil., <i>D. parvula</i> Nal., <i>D. aff. rudis</i> Nal., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall. | 2 |
| 5. Пески глинистые, слоистые, охристо-желтого цвета, с <i>Didacna carditoides</i> Andrus, <i>D. aff. rudis</i> Nal., <i>D. aff. colossea</i> (Dasch.) Vekil. | 12-14 |
| 6. Пески, переходящие вверх в алевриты с <i>Didacna colossea</i> , <i>D. pravoslavlevi</i> Fed., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall. | 5-6 |
| Слой 1-6 наклонены под углом до 25°. Они срезаны слабо наклоненным пластом террасовых отложений. | |
| 7. Пески, галечники и ракуша - <i>Didacna pallasii</i> Prav., <i>D. subpyramidata</i> Prav., <i>Corbicula fluminalis</i> Müll. | 1-2 |
| 8. Нижнехвалынские отложения | 5-10 |

Севернее балки Нефтяной, напротив г. Кази-Магомета, состав фауны этой террасы более богатый. Здесь встречаются *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav., *D. pallasii* Prav. и др. (Федоров, 1953, 1957). Терраса расположена на абсолютной высоте 110–125 м.

Надо заметить, что *D. eulachia mingetschaurica* Vekil. описана Б.Г. Векиловым (1969) из урунджикских отложений Дуздага, где эта форма встречается совместно с типичными *D. eulachia* (Bog.) Fed. В этом же разрезе *D. eulachia mingetschaurica* Vekil. сопутствует нижебакинскому комплексу, представленному типичными *Didacna parvula* Nal. и близкими к ней формами. Следует напомнить, что в Западной Туркмении *Didacna* aff. *eulachia* (Bog.) Fed. появляются в верхах бакинского яруса, но достигают расцвета позднее, в урунджикское время (Федоров, 1959б).

Важно, что формы, близкие к *D. eulachia* (*D. eulachia mingetschaurica* Vekil), появляются не в слое с *D. rudis* Nal. и *D. carditoides* Andrus., а ниже его, в слое с *D. parvula*. Следовательно, надо признать, что в разных частях Каспийской области появление отдельных видов или групп происходило не строго одновременно. В данном случае группа *D. eulachia* в районе Мишовдага отмечена уже в верхах нижнего баку, тогда как западнее она распространилась лишь в позднебакинское (Карамарьямский увал) и в урунджикское (Дуздаг) время.

Разрез северного крыла антиклинали Караджа в 2 км восточнее турбазы (рис. 3).

Мощность, м

В основании разреза ближе к ядру антиклинали развиты слоистые алевроиты и глины светло-коричневого и малинового цветов, в которых изредка встречаются обломки *Nurcania*, плоских *Apscheronia* и других форм, указывающих на апшеронский возраст пород. Эти пласты наклонены на север под углом 50–60° и более

50

Далее вверх по разрезу следуют:

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Пески косослоистые серые, буровато-серые | 5–6 |
| 2. Алевроиты слоистые, светло-коричневые, залегают с некоторым угловым несогласием на слое 1 и наклонены под углом менее 60° | 15 |
| 3. Пески косослоистые, грубые, буровато-серые | 5–10 |
| 4. Глины тонкослоистые, темно-серые, в отдельных прослоях почти черные, с обильными раковинами <i>Didacna parvula</i> Nal., <i>D. ex gr. parvula</i> Nal. (крупные формы) | 15–18 |
| 5. Пески косослоистые, буровато-серые | 3–4 |
| 6. Алевроиты и глины тонкослоистые, светло-коричневые, с тончайшими прослоями ожежененных (охристых) песков | 10–12 |
| 7. Пески косослоистые, буровато-серые | 2–3 |
| 8. Глины и алевроиты слоистые, светло-коричневые и палевые, содержащие раковины <i>Didacna</i> aff. <i>eulachia</i> (Bog.) Fed., реже крупные формы <i>Didacna parvula</i> Nal. | 25–30 |
| 9. Пласт вулканического пепла бледно-розового и белесого цветов | 0,3–1 |
| 10. Пески косослоистые, грубые, буровато-серые | 5–6 |
| 11. Алевроиты слоистые, светло-коричневые и палево-серые с прослоями серых глинистых песков. | 25–30 |
| 12. Глинистые пески с раковинами <i>Didacna trigonula</i> (Dasch.) Vekil., <i>D. gurganica</i> Vekil., <i>D. aff. lindlevi</i> (Dasch.) Fed., <i>D. aff. pallasii</i> Prav., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall. | видимая более 2 |
| 13. Алевроиты слоистые, светло-коричневые и серые | 10–12 |
| 14. Пески косослоистые, буровато-серые, переходящие в алевроиты слоистые, светло-палевые и светло-серые, с прослоями глинистых песков | 7–9 |

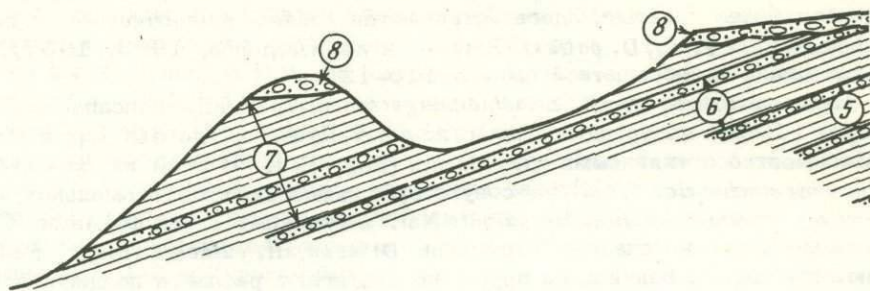
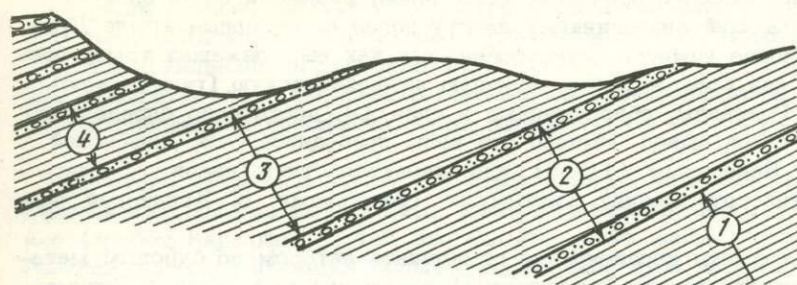


Рис. 2. Соотношение апшеронских, бакинских, урунджикских и нижнехазарских отложений в разрезе правого борта балки Нефтяной (Мишовдаг)



Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - апшеронский, 2-5 - раннебакинский, 6 - позднебакинский, 7 - урунджикский, 8 - раннехазарский (гюргянский). Остальные условные обозначения см. на рис. 1

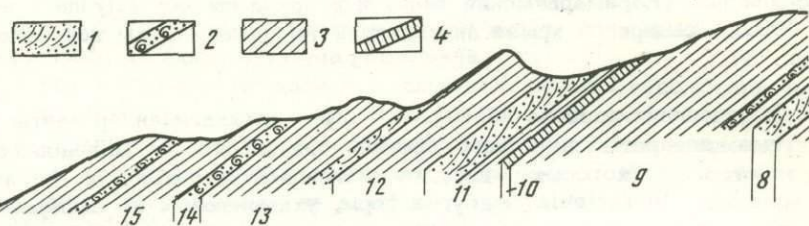
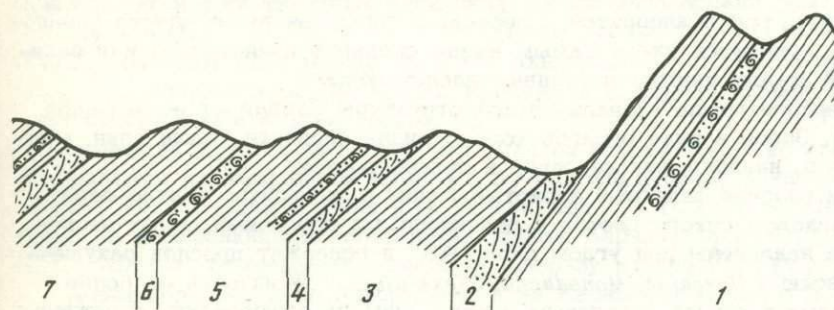


Рис. 3. Соотношение апшеронских, бакинских и нижнехазарских отложений на северном крыле антиклинали Караджа (район Мингечаура)

Породы: 1, 2 - пески (1 - косослоистые, 2 - с ракушкой), 3 - глины, 4 - вулканический пепел; возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - апше-



ронский, 2-4 - тюркянский, 5, 6 - раннебакинский, 7, 8 - позднебакин-ский, 9, 10 - урунджикский (или позднебакинский), 11 - надбакинский с фрагментами черепа слона, 12-15 - раннехазарский (гюргянский). Остальные условные обозначения см. на рис. 1

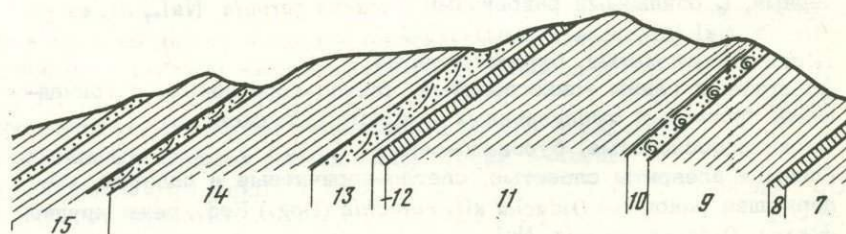
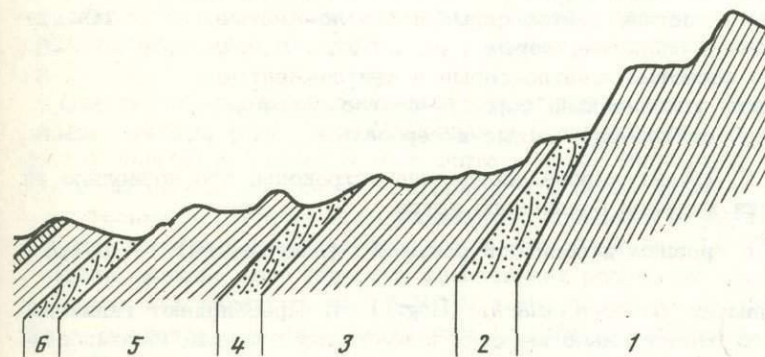


Рис. 4. Соотношение апшеронских, бакинских и нижнехазарских отложений в разрезе северо-восточного крыла антиклинали Дуздаг

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - апшеронский, 2-4 - гюргян-



ский, 5-8 - раннебакинский, 9-12 - урунджикский (или позднебакинский), 13 - надбакинский (с костными остатками слона *Archidiscodon*), 14-15 раннехазарский (гюргянский). Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 3

Более высокие горизонты отложений уходят под уровень Мингечаурского водохранилища.

Изучение этого разреза позволяет сделать следующие выводы.

1. Бакинские отложения с типичной нижнебакинской фауной моллюсков (*D. parvula*) распространены до меридиана г. Мингечаура, а не до меридиана с. Ханабада (восточная периклиналь хребта Караджа), как считалось ранее

(Богачев, 1932; Федоров, 1957). Здесь эти отложения отделены некоторым угловым несогласием и размывом (слой 1) от апшеронских отложений. Аналогом тюркянских отложений, вероятно, являются слои 1, 3.

2. Слой 8, содержащий раковины *D. aff. eulachia* (Bog. и крупные *D. aff. parvula* Nai.), вероятно, отвечает слою 4 разреза балки Нефтяной в верхах нижнебакинских отложений (?).

3. Пласт бледно-розового вулканического пепла, развитый выше слоя 8, по-видимому, отвечающий аналогичному пласту пепла на северном крыле Дуздага, завершает разрез нижнего плейстоцена, так как вышележащая толща песков, алевроитов и глин содержит уже типичную нижнехазарскую (гюргянскую) фауну моллюсков. Раковины, обнаруженные в слое 12, достаточно определенно позволяют делать такой вывод. Именно эти виды приводятся О.В. Дашевской (1940) и Б.Г. Векиловым (1969) для характеристики низов гюргянских (нижнехазарских отложений), вскрытых скважинами в Куринской низменности.

Аналогичные им формы неоднократно отмечались автором по буровым материалам в низах нижнехазарских (гюргянских) отложений юга Западно-Туркменской низменности и Северного Дагестана. Согласно данным Н.В. Пашалы (устное сообщение), подобного рода розоватый вулканический пепел приурочен в северной части Куринской низменности, к гюргянским (нижнехазарским) отложениям.

Таким образом, толща алевроитов и песков, залегающая выше пласта бледно-розового пепла, относится уже к самым низам среднего плейстоцена или является переходной между нижним и средним плейстоценом.

Разрез северного крыла антиклинальной структуры Дуздаг — в ее западной части (рис. 4). Здесь в ряде оврагов хорошо видна слоистая толща глин, алевроитов и песков, наклоненных на север и северо-восток.

В основании разреза залегают слоистые глины и алевроиты светло-серого, палевого и оливково-желтого цветов с подчиненными прослоями серых песков с гравием. Они наклонены под углом около 45° и содержат прослой ракушечника с апшеронскими *Nurcania*, *Monodacna*, *Clessiniola*. Мощность — более 40 м. Со следами размыва и угловым несогласием на апшеронских отложениях лежат:

	Мощность, м
1. Пески грубые косослоистые, буровато-серые	4-5
2. Алевроиты и глины слоистые, светло-коричневые и желтоватые, наклоненные под углом около $25-30^{\circ}$	12-15
3. Пески грубые, косослоистые, серые	3-4
4. Алевроиты и глины слоистые, светло-серые и светло-желтые.	10-12
5. Пески косослоистые и слоистые, серые	2-3
6. Алевроиты и глины слоистые, светло-серые и светло-желтые	3
7. Пепел вулканический уплотненный, серый и светло-серый	0,5-0,7
8. Алевроиты слоистые, светло-коричневые и сероватые	5-6

Из слоев 2, 4 и 6 Д.А. Агаларова определила остракоды, что позволило ей отнести эти отложения к низам бакинского яруса.

9. Пески глинистые с гравием и обильной ракушей (ракушечник)	1-1,5
--	-------

В разрезе встречаются *Didacna eulachia* (Bog.) Fed. Преобладают типичные формы, а также много относительно высоких и выпуклых раковин, напоминающих *Didacna naliivkini* Wass., либо удлиненных, выпуклых, но все же типичных *Didacna eulachia*. Кроме того, здесь много *Didacna eulachia mingetschaurica* Vekil., некоторые из них напоминают *Didacna rudis* Nal. Однако типичных *D. rudis* здесь нет. Большая часть мелких *Didacna* — молодые экземпляры *D. eulachia*, существенно отличающиеся от *Didacna parvula* Nal.; очень редко встречаются формы, напоминающие *Didacna parvula* Nal. Типичных *Didacna parvula* Nal. здесь нет. Присутствуют также крупные *Dreissena polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasii* Prav., *Micromelania caspia* Eichw. и др.

	Мощность, м
10. Алевроиты слоистые светло-коричневые и палевые с подчиненными прослоями песков	15-17
11. Пласт уплотненного вулканического пепла бледно-розового цвета	около 4

12. Пески грубые, косослоистые, с гравием и галькой, с костными остатками *Archidiskodon aff. wusti* M. Pavl. (находка Н.А. Лебедевой, определение В.И. Громова) 2-3
13. Алевроиты слоистые, светло-серые и светло-коричневые, с подчиненными прослоями серых песков более 40-60

Из этого разреза следует, что здесь в низах бакинских отложений нет нижнебакинских *Didacna parvula* Nal., распространенных всего в 9-12 км восточнее (хребет Караджа). С чем это связано — не вполне ясно, но, возможно, главной причиной является большое опреснение этой части палео-залива.

Остановимся на составе фауны моллюсков слоя 10, выделенного автором в 1950-1951 гг. в качестве урунджикского горизонта (Федоров, 1952, 1953, 1957) и именуемого Б.Г. Векиловым (1969) мингечаурскими слоями. Здесь мы имеем тот случай, когда господствуют *Didacna eulachia* и ее варианты, но нет ни типичных бакинских, ни нижнехазарских форм. Если основываться только на *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *D. eulachia mingetschaurica* Vekil., то этот слой можно было бы сопоставить с соответствующими слоями разрезов северного склона хребта Караджа и западного склона хребта Мишовдаг, содержащими эти же формы.

Однако на Дуздаге нет типичных *Didacna parvula* Nal., которые в изобилии встречаются на Мишовдаге вместе с *D. eulachia* и более крупными и выпуклыми *Didacna*, близкими как к *D. parvula*, так и к *D. subpyramidata* Prav. Наоборот, в нижнебакинских отложениях хребта Караджа присутствует много *Didacna parvula*, отмеченных и выше по разрезу в слое с *D. eulachia*.

Таким образом, и на Мишовдаге, и на Карадже в слоях с *D. eulachia* присутствуют как типичные *Didacna parvula*, так и безусловно бакинские *Didacna*, близкие к *D. parvula*. Эти последние (вероятно, новый вид) неоднократно встречались автором в керне буровых скважин Западной Туркмении, Куринской низменности и Северного Дагестана. Они же известны из нижнебакинских отложений Челекена. Учитывая чрезвычайно широкое распространение *Didacna parvula* и ее приспособляемость к самым различным условиям обитания, трудно предположить, что эта форма, обитая в районе хребта Караджа, не могла бы проникнуть еще на 10 км западнее к участку дна, где сейчас находится Дуздаг. При этом надо отметить, что фациальные условия обоих участков были сходными.

Все изложенное дает основание сопоставить слои с *Didacna eulachia* и *D. parvula* хребтов Караджа и Мишовдаг и рассматривать их как бакинские, а слои с *Didacna eulachia* Дуздага считать более молодыми — урунджикскими. При этом необходимо вновь повторить, что в том случае, когда в слое заключены только *D. eulachia* и ее варианты, определение урунджикского или верхнебакинского возраста является условным (Федоров, 1959б). Но здесь, на Дуздаге, именно этот горизонт заканчивает разрез морского нижнего плейстоцена, так как развитый на 15-20 м выше пласт розоватого вулканического пепла образует, как уже упоминалось, кровлю нижнеплейстоценовых отложений.

Дополнительные наблюдения, проведенные автором в 1974 г. в Прибалханской низменности Западной Туркмении и на Челекене, вновь дают основание говорить о некоторой биостратиграфической самостоятельности урунджикских слоев.

Во всех основных разрезах (Урунджик, Кумдаг, Монжуклы, Небитдаг, Челекене) различаются верхнебакинские пески и ракушечники с *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus, *D. aff. eulachia* (Bog.) Fed. и другими видами, а также урунджикские галечники, пески, ракушечники, залегающие на первых обычно с размывом. В районе Урунджика, Кумдага и Худайдага урунджикские слои содержат *D. eulachia* (Bog.) Fed., редко *D. pravoslavlevi* Fed., крупные *Dreissena polymorpha* Pall. На Небитдаге появляются *D. chelekenica* Fed., а на Челекене в этих слоях преобладают *D. chelekenica* Fed., *D. pravoslavlevi* Fed., *D. collossea* (Dasch.) Vekil. и очень редко *D. eulachia* (Bog.) Fed.

Оценивая стратиграфическое положение урунджикских слоев в Каспийской области в целом, надо отметить, что в составе их фауны моллюсков еще очень большую роль играют бакинские реликты (*Didacna eulachia mingetschaurica* Vekil. и др.). В то же время здесь появляются уже новые виды (предковые формы последующих нижнехазарских форм). К ним относятся *Didacna pravoslavlevi* Fed., несомненный предок *Didacna kovalevskii* Bog., а также некоторые высокомакушечные *Didacna* aff. *eulachia*, близкие к *Didacna naliukini* Wass.

Наконец, в урунджикских отложениях нет типичных верхнебакинских *Didacna rudis* Nal., или *Didacna carditoides* Andrus., а молодые экземпляры *Didacna eulachia* отличны от *Didacna parvula* Nal. и, по-видимому, генетически не связаны друг с другом.

Если обратиться теперь к положению урунджикских слоев в верхах нижнего плейстоцена, основываясь на разрезах Прибалханской изменности Западной Туркмении, полуострова Челекена, Апшеронского полуострова (гора Разина), то становится вполне ясно, что формирование урунджикских отложений происходило непосредственно после образования верхнебакинского горизонта. Тектонические несогласия между ними наблюдаются только на антиклинальных структурах.

В то же время урунджикская трансгрессивная фаза была отделена от позднебакинской некоторой фазой регрессии, так как в предгорьях Юго-Восточного Кавказа (восточный склон хребта Малого Харами)³ отчетливо выражены две террасы: верхнебакинская абсолютной высотой 230-250 м с *Didacna rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. и урунджикская с *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *D. pravoslavlevi* Fed. на абсолютной высоте 190-225 м.

Учитывая все приведенные данные, представляется наиболее правильным рассматривать урунджикские слои в составе самой верхней части нижнего плейстоцена, но в качестве самостоятельного подразделения, не входящего в бакинский горизонт.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

В области Черного моря к нижнему плейстоцену относятся чаудинские отложения и осадки северного берега Таманского полуострова, содержащие бакинскую фауну моллюсков, которые различными авторами именуются то чаудинско-бакинскими, то бакинскими.

Пласты мыса Чауда, установленные впервые Н.И. Андрусовым (1889) на юге Керченского полуострова, известны сейчас почти во всей области Черного моря. Однако разрезы их чаще всего фрагментарны и неполны, за исключением обнажений в Гурийском районе. Еще хуже обстоит дело с палеонтологическими остатками. Так, на огромном протяжении Кавказского побережья от Новороссийска до Сухуми отложения этого возраста содержат характерные остатки моллюсков лишь в трех пунктах. Тем не менее даже эти немногочисленные разрезы дают представление о положении чаудинских отложений в стратиграфической схеме плейстоцена Черного моря.

Остановимся сначала на эталонном разрезе чаудинских отложений юга Керченского полуострова¹.

Если не считать разреза чаудинских отложений Гурийского района Западной Грузии (Китовани, 1971, 1976), где многие вопросы, с точки зрения автора, еще не решены, то обнажение мыса Чауда следует рассматривать как наиболее представительное (рис. 5). Наиболее полная последовательность наблюдается здесь в западной части стратотипического разреза.

В его основании наблюдаются палеогеновые глины. Далее вверх по разрезу с размывом лежат:

	Мощность, м
1. Пески крупнозернистые, косослоистые, серые, с линзами рыхлых галечников и редкими раковинами: <i>Didacna baericrassa</i> Pavl., <i>D. parvula</i> Nal., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall., <i>Viviparus pseudochatinoides</i> Pavl., <i>V. kagarliticus</i> Lung. (последняя форма найдена Г.И. Поповым в 1969 г.)	1-1,5
2. Пески разномерные, глинистые, косослоистые, светло-желтые и серые, с редкой галькой и редкими раковинами, аналогичными встреченным в слое 1	1-1,5
3. Алевриты тонкослоистые, палево-серые и буроватые, с прослоями глинистых мелкозернистых песков и включений отдельных галек.	1,5
Здесь собрано множество раковин <i>Didacna parvula</i> Nal., <i>D. baericrassa</i> Pavl., <i>D. sp.</i> (крупная раковина до 30 × 40 мм в поперечнике) — <i>D. aff. pallasii</i> Prav., <i>D. aff. olla</i> Livent (крупная раковина) — <i>Monodacna subcolorata</i> Andrus., <i>Dreissena caspia</i> Eichw., <i>Dr. polymorpha</i> Pall., <i>Dr. tschaudae</i> Andrus., <i>Viviparus pseudochatinoides</i> Pavl., <i>Micromelania caspia</i> Eichw., <i>Pisidium</i> sp.	

¹ Описание дается по материалам наблюдений автора в 1955, 1957 и 1969 гг.

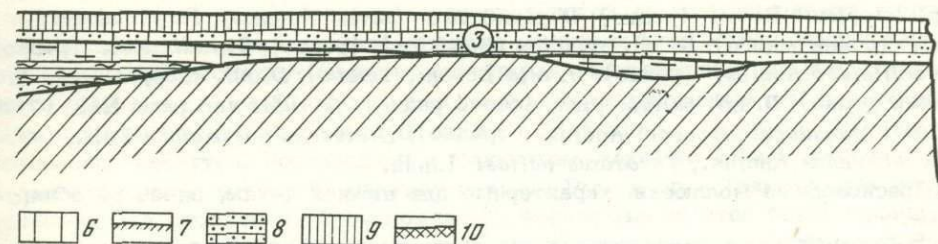
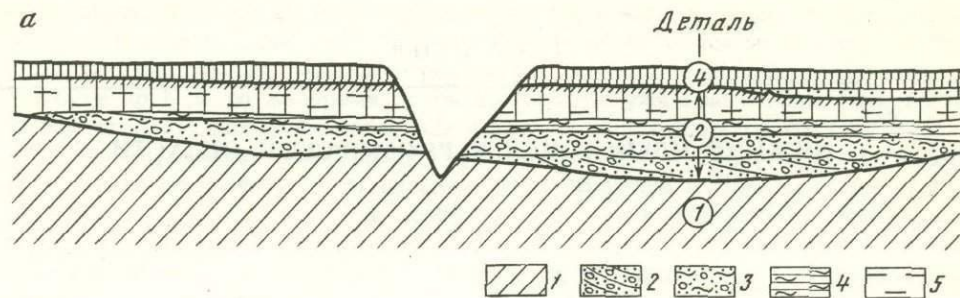


Рис. 5. Схематический геологический разрез чаудинских отложений на юге Керченского полуострова (а - общий вид, б - деталь)

Породы: 1 - глины сланцеватые, 2 - пески и галечники косослоистые, 3 - глинистые пески с галькой, 4 - алевриты, 5 - супеси уплотненные, 6 - суглинки уплотненные, 7 - погребенная почва, 8 - известняки-ракушечники и известковистые песчаники, 9 - суглинки лёссовидные, 10 - современная почва; возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - дочетвертичный, 2 - раннечаудинский, 3 - позднечаудинский, 4 - средне-позднеплейстоценовый

несколько меньшую площадь. Разрез последних более полно представлен в юго-восточной части обнажения.

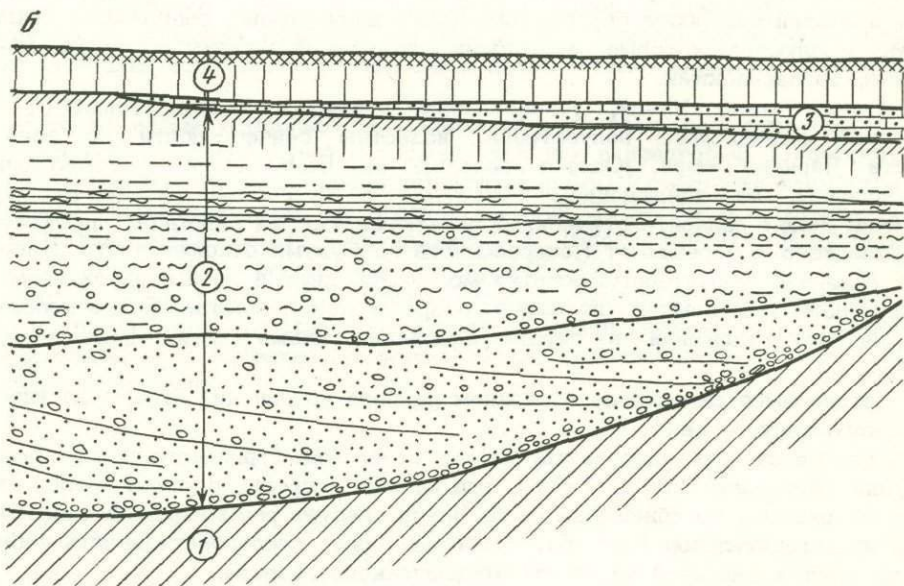
Здесь на абрадированной поверхности майкопских глин залегают прибрежные косослоистые известковистые песчаники и известняки-ракушечники с прослоями гальки. Мощность их 4-5 м. Местами в кровле глин наблюдаются следы выветривания в виде бурой ожелезненной корки толщиной 2-3 см. В более пониженных участках на поверхности глин сохранились от абразии уплотненные суглинки, соответствующие слоям 3 и 4.

В основании чаудинских известняков залегают базальные галечники. В толще косослоистых раковистых известняков с галькой имеются горизонтальные прослои рыхлых детритусовых карбонатных песчаников и уплотненных песков светло-серого и желтоватого цветов.

Аналогичные, но более рыхлые пески палево-желтого, иногда охристо-желтого цвета развиты в верхах верхнечаудинских отложений. Они наиболее богаты раковинами. Мощность их около 0,5 м. В средней части этих песков наблюдаются линзовидные прослои известняка-ракушечника мощностью 2-5 см.

Ни о каком несогласном залегании верхних рыхлых песков на основной толще известняков-ракушечников не может быть и речи, так как эти пески не отличаются от аналогичных прослоев в самой толще ракушечников и связаны с ней постепенным переходом. Что касается их большой рыхлости и более яркой охристо-желтой окраски, то это связано с процессами последующего выветривания. Поэтому следует считать ошибочным утверждение Г.И. Попова с соавторами (Зубаков и др., 1975) о том, что эти пески лежат несогласно на известняках-ракушечниках верхней чауды и содержат переотложенные чаудинские раковины. Эти неверные представления, высказанные в свое время Б.П. Жижченко, недавно были погорены Т.Г. Китовани (1976). Кровля песков, расположенная непосредственно под маломощными покровными суглинками слоя 7, содержит карбонатные стяжения и, таким образом, несет следы почвообразования.

Отпечатки раковин и выщелоченные их створки переполняют отдельные прослои в толще известняков, но наиболее многочисленные раковины хорошей сохранности находятся преимущественно в песчаных прослоях верхнечаудинских



	Мощность, м
4. Супеси и суглинки уплотненные, светло-палевые, слоистые в низах, слабослоистые и неслоистые, лёссовидные в верхах	2-2,5
5. Суглинки неслоистые, комковатые, со следами почвообразования.	0,2-0,3
6. Известковистые песчаники и известняки-ракушечники с <i>Didacna pseudocrassa</i> Pavl., <i>D. tschaudae</i> Andrus. и др., выклиниваются в северо-западном направлении; в юго-восточной части обнажения мощность их возрастает	0-5
7. Суглинки лёссовидные, буровато-серые (покровные)	1-1,5

Северо-западнее в разрезе прослеживаются только слои 1, 2 и 3, которые залегают на размытой поверхности майкопских глин. Здесь наблюдается та же последовательность слоев и та же фауна: в основании лежат косослоистые пески с галькой, сменяющиеся вверх глинистыми песками. Последние к северо-западу замещаются более грубыми, прибрежными осадками. В целом нижнечаудинские отложения постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются, а на срезанную поверхность палеогеновых глин ложатся лёссовидные суглинки слоев 4, 5 и 7.

Таким образом, нижнечаудинские отложения в сторону суши распространяются шире по сравнению с верхнечаудинскими известняками, занимающими

известняков. Здесь присутствуют *Didacna tschoudae* Andrus.² Много раковин как прекрасной сохранности, так и окатанных или в карбонатной корочке; *D. pleistopleura* Davit. (редко); *D. plesiochora* Davit. (редко); *D. pseudocrassa* Pavl. (очень много); *D. aff. pulachia* (Bog.) Fed. (редко); *D. rudis* Nal. (редко); *D. carditoides* Andrus. (редко); *D. olla* Livent. (много); *D. aff. subpyramidata* Prav. (очень редко); *D. aff. pallasii* Prav. (очень редко); *D. rudis* var. *varia* Nal. (очень редко); *Monodacna cazecae* Andrus. (редко); *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena tschoudae* Andrus., *Theodoxus pallasii* Lindh.

Пресноводные моллюски, характерные для нижней чауды, здесь не обнаружены.

Выясним биостратиграфическое значение приведенной фауны и положение данного разреза в шкале плейстоцена Понто-Каспия, что было уже частично сделано нами ранее (Федоров, 1963, 1969). Стратигический разрез чаудинских отложений представляет исключительный интерес, так как в составе фауны здесь присутствуют как местные черноморские представители, так и иммигранты из Каспия. Прежде всего обращает на себя внимание двучленное строение чаудинских отложений, нижняя часть которых представлена песками и глинами с солоноватоводной и пресноводной фауной моллюсков, а верхняя — прибрежными известняками-ракушечниками с раковинами солоноватоводных моллюсков.

Характер образований, разделяющих нижнюю и верхнюю чауду (пресноводные и наземные супеси и суглинки), условия залегания обоих горизонтов в пределах единой абразионной платформы и состав их фауны дают основания считать, что перерыв между их накоплением не имеет существенного стратиграфического значения и аналогичен перерыву между нижне- и верхнебакинскими отложениями на берегах Каспия.

Фауна нижнечаудинских слоев представлена солоноватоводными и пресноводными формами. Среди первых преобладают черноморские *Didacna baericrassa* Pavl., имеющие довольно широкий стратиграфический диапазон от чаудинских до низов древнеэвксинских отложений, а также типичные хотя и немногочисленные нижнебакинские *Didacna parvula* Nal. Здесь же изредка встречаются крупные *Didacna*, близкие как к *D. olla* Livent., так и к *D. karelini* Fed., напоминающие такие же высокомакушечные крупные раковины из нижнебакинских отложений Западной Туркмении.

Пресноводные моллюски представлены почти исключительно вивипарусами. Здесь преобладает *Viviparus pseudoacha tinoides* Pavl., *V. kagarliticus* Lung. (очень редко), а также *Unio*, *Pisidium*.

Состав солоноватоводной фауны подтверждает прежние выводы автора о стратиграфическом соответствии нижнечаудинских отложений нижнебакинским. Такое сопоставление в свете всех имеющихся сейчас данных является наиболее вероятным. Пресноводные моллюски, по мнению Г.И. Попова, А.Л. Чепалыги и П.Ф. Гожика (личные сообщения), датируют отложения нижней чауды интервалом апшерон — низы гирасполя (VI и, возможно, отчасти VII террасы Днестра, по схеме А.Л. Чепалыги).

Таким образом, с учетом всех палеонтологических данных, нижнечаудинские отложения стратигического разреза Керченского полуострова оказываются не древнее тюркянской свиты и не моложе верхов нижнебакинского горизонта.

Фауна верхнечаудинских слоев генетически тесно связана с нижнечаудинской, но в то же время отличается богатством видов и обилием особей. Как это ни парадоксально, но именно здесь, а не в нижней чауде, присутствуют плиоценовые реликты — *Didacna tschoudae* Andrus., *D. pleistopleura* Davit., *Monodacna cazecae* Andrus. и др. Это, вероятно, связано, с тем, что в эпоху позднечаудинской трансгрессии имели возможность широко расселиться куяльницкие реликты, сохранившиеся в каких-то убежищах в пределах Черноморской

² При этом здесь присутствуют и формы, тождественные тем, которые известны из чаудинских слоев Гурии.

впадины. Основную же массу фауны составляют местные черноморские виды, характерные для верхнечаудинских отложений *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. olivacea* Livent. Существенная роль в верхнечаудинской фауне принадлежит моллюскам каспийского происхождения, которые проникли сюда через Манычский пролив. Здесь присутствуют наряду с типичными верхнебакинскими представителями *D. rudis* Nal., *D. carditoides* Andrus. и формы, характерные для верхнебакинских и урунджикских отложений *D. eulachia* (Bog.) Fed., а также *Didacna* тригоноидного габитуса, появившиеся в бакинском веке, но широко расселившиеся в раннехазарское время; *D. aff. subpyramidata* Prav. и др. Такой состав фауны указывает на сложное ее происхождение. Формирование этой фауны происходило как в результате эволюции местных солоноватоводных моллюсков, унаследованных от верхнего плиоцена, так и каспийских иммигрантов. Присутствие последних дает основание сопоставлять слои верхней чауды с верхнебакинскими и урунджикскими отложениями Каспийской области.

Все это позволяет считать, что принимаемое автором сопоставление чаудинских отложений Черного моря с бакинскими осадками Каспия является правильным. Вызывает удивление необоснованная, на взгляд автора, критика представлений Н.И. Андрусова со стороны Т.Г. Китовани (1976), которая, не изучив разреза мыса Чауды, пытается представить его в искаженном виде. Так, она утверждает, что верхнечаудинские раковины, в том числе плиоценовые реликты переотложены, а нижнечаудинские слои являются древнеэвксинскими. К таким ошибочным выводам Т.Г. Китовани приходит в результате неверной оценки стратиграфического значения *Didacna baericrassa*, характеризующей, по ее мнению, только древнеэвксинские слои. В действительности, эта форма встречается и в чаудинских слоях. Поэтому попытки некоторых авторов рассматривать чаудинские и бакинские отложения как разновозрастные и сопоставление первых с апшероном должны быть отвергнуты как лишенные стратиграфического основания и противоречащие всем геологическим данным.

Большой интерес представляют разрезы западной части Гурийской возвышенности (Западная Грузия).

Здесь чаудинские отложения вместе с гурийским горизонтом верхнего плиоцена участвуют в складчатости и не образуют отчетливо выраженной в рельефе террасы. Чаудинские отложения представлены преимущественно глинами и алевролитами серых, синевато-серых и коричневатых тонов с раковинами³. *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. tschadae* Andrus., *D. parvula* Nal., *D. baericrassa* Pavl., *D. aff. pallasii* Prav., *D. aff. eulachia* (Bog.) Fed., *D. pleistopleura* Davit., *D. plesiochora* Davit., *D. aff. carditoides* Andrus., *D. tschadae guriana* Livent., *D. crassa supsaе* Newessk., *Monodacna cazecae* Andrus., *Dreissena tschadae* Andrus., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena rostriformis* Desh., *Fagotia* sp., *Micromelania* sp., *Theodoxus pallasii* Lindh.

Помимо моллюсков, гличных для чаудинских отложений эталонного разреза, здесь встречаются местные формы и, наконец, как и всюду в рассматриваемых слоях, — представители бакинской фауны моллюсков. Мощность чаудинских отложений Гурии обычно не превышает нескольких десятков, реже сотни метров. Характерной особенностью описываемых отложений этого района является наличие "промежуточного горизонта" между гурийскими и чаудинскими отложениями, содержащего смешанную гурийско-чаудинскую фауну моллюсков.

Новые данные Т.Г. Китовани (1971), полученные при бурении в Западной Грузии, свидетельствуют о большой мощности (до 1000 м) чаудинских отложений и своеобразии их малакофауны. Т.Г. Китовани отмечает для этого района постепенный переход отложений с чаудинской фауной моллюсков в древнеэвксинские слои. При этом она без достаточных, по мнению автора, оснований считает *Didacna baericrassa* Pavl. характерной формой только для древнеэвксинских отложений, игнорируя старые и новые опубликованные материалы, свидетельствующие о более широком стратиграфическом диапазоне этой формы. Так, на основании изучения стратогипического разреза мыса Чауды и всех

³ По сборам автора, Л.А. Невесской и др.

других разрезов в пределах советских берегов Черного моря можно утверждать, что *D. baericrassa* появляется в низах чаудинских отложений и распространена выше, в низах древнеэвксинских отложений.

Ссылаясь на данные автора (Федоров, 1963) о присутствии в чаудинских отложениях мыса Чауды и Кавказского побережья представителей бакинской фауны, в том числе *Didacna parvula* Nal. совместно с *D. baericrassa*, Т.Г. Китовани (1971) пытается на этом основании доказать, что бакинские отложения отвечают не чаудинским, как считает большинство геологов, а древнеэвксинским слоям. Для этой же цели названный автор привлекает *Dreissena caspia* Eichw. и *Dr. čelekenica* Andrus., присутствующие в древнеэвксинских отложениях, однако, ссылки при этом на Н.И. Андрусова недействительны, так как отложения Челекена, из которых происходят эти виды фауны, сейчас относятся к низам нижнехазарского (гюргянского) горизонта, а не к бакинским отложениям. Материалы по всему побережью Черного моря достаточно убедительно говорят, что представления большинства геологов о последовательности развития чаудинской и древнеэвксинской фаун правильны и сопоставления чаудинских отложений с бакинскими, а древнеэвксинских с нижнехазарскими (гюргянскими) — обоснованны.

Если отложения мыса Чауда, залегающие на абразионной террасе, отвечают этапу наибольшей трансгрессии моря, то в тектонической депрессии Западной Грузии могут присутствовать осадки всего чаудинского горизонта (Зубаков, Кочегура, 1973). Надо заметить, что их низы здесь имеют обратную намагниченность. В этом разрезе более полно представлены низы чаудинских отложений и слои, переходные между чаудой и древним эвксином. Попытки Т.Г. Китовани (1976) поставить вопрос о пересмотре стратотипа мыса Чауда, установленного Н.И. Андрусовым (1889), необоснованны и противоречат правилам, существующим в стратиграфии.

Вернее было бы, по-видимому, отложения с фауной чаудинского типа, отмеченные Т.Г. Китовани в скважинах Гурийского района, рассматривать в качестве нижнечаудинских и отчасти переходных между гурийским и чаудинским горизонтами и присвоить им новое название. Что касается чаудинских отложений Гурии, известных в разрезах р. Чахвача и горы Цвермагала, то по фауне *Didacna* они аналогичны стратотипу мыса Чауда и, следовательно, также отвечают бакинскому горизонту (Невесская, 1965; Федоров, 1963). Выводы Т.Г. Китовани о чаудинском возрасте отложений с фауной чаудинского типа, развитых в Гурии, повлекли за собой ошибочные сопоставления стратотипа чауды с апшероном Каспийской области (Зубаков, Кочегура, 1973), основанные на палеомагнитных данных.

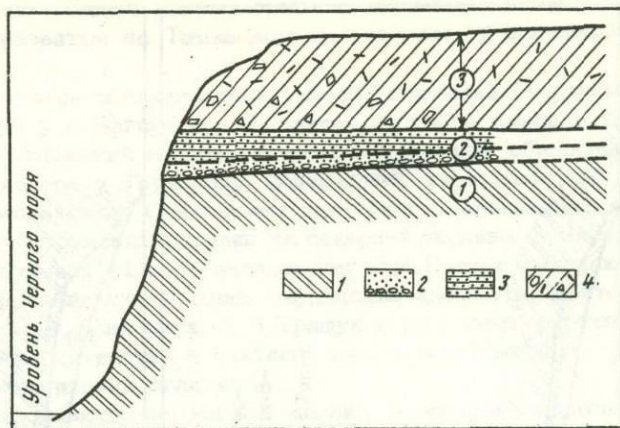
Палинологические исследования И.И. Шагиловой (1974) в Гурии показали, что на протяжении гурийского и чаудинского веков происходили некоторые изменения климата, влиявшие на смену растительности. Здесь отмечается сходство климатических условий в конце плиоцена — начале плейстоцена, известное и для других частей Черноморско-Каспийской области. Несмотря на сравнительное постоянство климатических условий на протяжении верхнего плиоцена и нижнего плейстоцена, во всяком случае в упомянутом районе, именно в это время произошел существенный перелом в эволюции фауны моллюсков, характеризующий начало четвертичного периода.

По Рионской низменности имеются довольно скудные буровые данные. Д.В. Церетели (1966), ссылаясь на материалы А.Г. Лалиева, указывает, что чаудинские отложения представлены серыми глинистыми песками, залегающими на глубине 200–250 м, мощностью 100–150 м, с *Didacna pseudocrassa* Pavl., *D. tschoudae* Andrus., *D. ex. gr. crassa* Eichw., *D. baericrassa* Pavl., *Monodacna hellespontica* Andrus., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissena tschoudae* Andrus., *Dr. rostriformis* Desh. и др.

Однако указанные материалы не дают оснований для подразделения чаудинских отложений этой части Черноморской области, хотя о возможности двучленного деления чауды и в данном районе говорилось неоднократно (Церетели, 1966).

Рис. 6. Схематический профиль чаудинской террасы в районе мыса Идукопас

Породы: 1 - песчаники и мергели флиша, 2 - галечниковые конгломераты и ракушечники, 3 - карбонатные супеси, 4 - делювиальные суглинки и щебень; возраст слоев (цифры на рисунке); 1 - дочетвертичный, 2 - чаудинский, 3 - средне-позднеплейстоценовый



На Кавказском побережье развита абразионная терраса, покрытая конгломератами и известняками-ракушечниками прибрежного типа, содержащими преимущественно фауну, аналогичную верхнечаудинским отложениям эталонного разреза.

В районе мыса Идукопас (северо-западнее устья р. Пшады) чаудинские отложения образуют террасу высотой около 50-55 м (рис. 6). Прибрежные галечниковые конгломераты и детритусовые известковистые песчаники мощностью около 2,5 м лежат здесь на абразированной поверхности круто наклоненных пластов флиша. Высота цоколя у бровки террасы около 50 м, у древней волноприбойной линии - до 55 м. В северо-западном направлении (к р. Джанхот) терраса снижается до 30-40 м.

Раковины моллюсков, приуроченные к грубым галечниковым конгломератам и известковистым песчаникам террасы, представлены *Didacna tschudaae* Andrus., *D. parvula* Nal., *D. cf. rudis* Nal., *D. pleistopleura* Davit., *Dreissena polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasii* Lindt.

Выше развиты слоистые карбонатные супеси и суглинки желтого цвета, мощностью 5-7 м. Кверху морские отложения сменяются континентальными образованиями, представленными пролювиально-делювиальными карбонатными супесями с прослоями щебня; мощность их - 20-30 м.

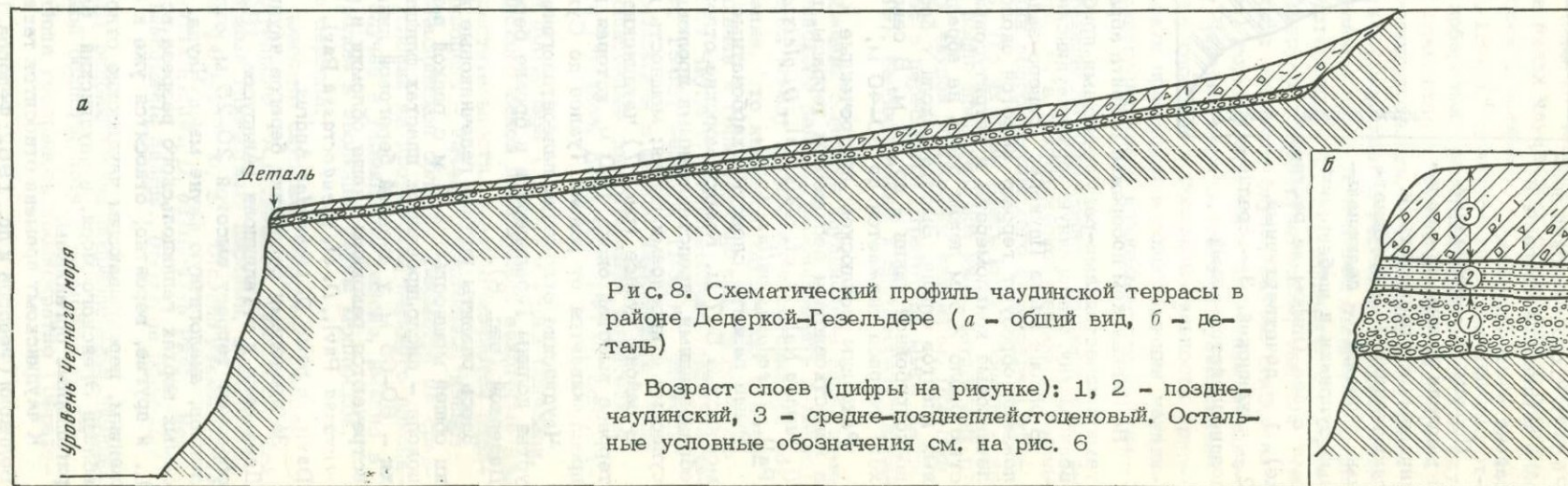
В районе Туапсе (рис. 7) чаудинские отложения приурочены к абразионной террасе высотой около 100 м, которая в виде отдельных останцов отчетливо прослеживается от района Туапсе до Сухуми.

Чаудинские отложения палеонтологически охарактеризованы также вблизи устья долины Гезельдере и в бровке берегового обрыва между селами Шепси и Дедекрой (рис. 8).

Здесь развиты грубые галечниковые конгломераты и детритусовые известняки общей мощностью 2-3 м с редкой ракушей, залегающие на абразированной цоколе - дислоцированных пластах флиша. Высота цоколя террасы около бровки - 60-65 м, у древней береговой линии - 95-105 м. В этих отложениях встречаются раковины (чаще обломки и отпечатки) *Didacna parvula* Nal., *D. bavaricrassa* Pavl., *D. cf. pseudocrassa* Pavl. (или *D. cf. rudis* Nal.), *D. pleistopleura* Davit. и реже *D. tschudaae* Andrus.

За пределами советских берегов чаудинские отложения известны на берегу Дарданелл у г. Галлиполи (Андрусов, 1929; Keraudren, 1970, 1971), где они образуют террасу высотой 20-25 м, отложения которой содержат фауну моллюсков, аналогичную фауне мыса Чауда. Указания Н.И. Андрусова на то, что в самых верхах галлипольского разреза встречаются современные *Cardium edule* L. и другие, вероятно, относятся уже к более молодым, карангатским отложениям, перекрывающим чаудинские отложения. Однако не исключено, что здесь, вблизи Эгейского моря, в чаудинский бассейн могли проникнуть некоторые эвригаллинные организмы.

К чаудинскому времени относится также абразионная терраса на побережье Болгарии (Федоров и др., 1962; Федоров, 1963) абсолютной высотой около 100 м.



Условно чаудинскими можно считать конгломераты с обломками киммерийских и чаудинских раковин, развитые на Таманском полуострове, у основания косы Тузлы.

К чаудинскому возрасту многие исследователи относят отложения террасы на восточном берегу оз. Кагул у с. Нагорное, что влечет за собой вывод о корреляции морских чаудинских отложений и аллювиальных и наземных образований V террасы (Колкотовской) Днестра у Тирасполя, содержащих тираспольский комплекс млекопитающих и моллюсков. Основанием для такого заключения, как известно, послужили находки чаудинских раковин на северной окраине с. Нагорное, сделанные Н.А. Константиновой (1967; определения Г.И. Попова). Однако последующие исследователи не обнаружили здесь чаудинские элементы, поэтому ряд украинских геологов (В.Г. Бондарчук, Н.Н. Трашук и др.) сомневаются в правильности указанной выше датировки и считают данную аллювиальную толщу бабельской (низы древнеэвксинских отложений).

Новые материалы бурения, проводившегося по заданию Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР в низовьях Днепра, не дали пока определенного ответа о наличии здесь морских чаудинских осадков. Однако континентальные образования нижнего плейстоцена здесь, по-видимому, присутствуют. Это суглинки, вскрытые скважинами на глубинах 40–80 м, залегающие между палеонтологически охарактеризованными куяльничскими и древнеэвксинскими отложениями.

Обратимся теперь к рассмотрению отложений, содержащих преимущественно бакинскую фауну моллюсков и относимых различными авторами к бакинскому или чаудинскому горизонтам.

Прежде всего, необходимо остановиться на описании разрезов на северном берегу Таманского полуострова между мысом Ахиллион (мыс Литвинова) и мысом Пекла. И.М. Губкин (1913) и М.И. Варенцов (1933) описали здесь бакинские отложения, слагающие террасу высотой 35–45 м.

Согласно материалам автора, полученным в 1966–1968 и 1971–1972 гг., в отложениях этой террасы имеется следующая стратиграфическая последовательность (рис. 9). На абрадированной поверхности миоценовых и плиоценовых отложений, представленных преимущественно глинами, трансгрессивно залегают:

Мощность, м

1. Пески кварцевые, светло-желтые, косослоистые и мелковолнисто-слоистые, с прослоями и линзами галечников в низах слоя 3–6

В верхах слоя пески слегка глинистые, охристо-желтые, с прослоями и линзами глин и алевритов темно-желтого и коричневого цветов. Снизу вверх наблюдается постепенное обогащение песков глинистым материалом. По простиранию пески, особенно их низы, местами замещаются песчаниками косослоистыми, с прослоями и линзами брекчиевидных конгломератов. Мощности этих линз около 0,1–0,4 м. В песках содержится фауна моллюсков (разрезы мыса Ахиллион и участка между мысами Каменным и Пекла): *Didacna parvula* Nal., *D. baericrassa* Pavl., *D. catillus* Eichw., *D. pseudocrassa* Pavl., *D. rudis* var. *catillus-rudis* Nal., *Dreissena caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. Здесь же присутствуют раковины пресноводных моллюсков (определения А.Л. Чепалыги): *Viviparus pseudoachatinoides* Pavl., *Viviparus* aff. *turgidus*, *Unio* aff. *maslakovetzianus* Bog., *Margaritifera* cf. *moldavica* Tshep., *Fagotia asperi* Saba, *Bithynia* cf. *vicotinovicici* Brus.

В линзах брекчиевидных конгломератов и реже в песках встречаются костные остатки фауны млекопитающих. Это преимущественно фрагменты конечностей и рогов благородных оленей, среди которых профессор Г.Д. Кальке (ГДР) любезно определил *Cervus* cf. *acoronatus* из группы *Elaphinen*. Кроме того, в самых верхах этих песков в разрезе Ахиллион была встречена кость передней конечности косули (определение Л.И. Алексеевой), а выше, в брекчиевидном конгломерате, обнаружена значительная часть бивня слона, которая, по мнению В.И. Громова, может принадлежать *A. wüsti* Pavl., а по заключению

В.Е. Гаррута, возможно, относится к *A. meridionalis* Nesti⁴. При этом оба исследователя считают, что бивень принадлежит роду *Archidiscodon*.

Мощность, м

2. Пески слоя 1 постепенно сменяются гонкослоистыми глинами лиманного типа палевого, светло-коричневого и серого оттенков, с гонкими пропластками песков, кридающих глинам ленточную слоистость (кровля глин расположена на абсолютной высоте около 35–37 м) 1–2

Этими глинами завершается разрез солоноватоводных отложений. Выше раз-
вит мощный и сложно построенный континентальный покров.

3. Непосредственно на глинах лежат неслоистые суглинки с обиль-
ными карбонатными стяжениями в верхах 1
4. Комковатые, неслоистые, серовато-бурые суглинки с крупными
известковистыми конкрециями (погребенная почва) 1,5
5. Суглинки неслоистые, лёссовидные, светло-серые 6–8
6. Сдвоенная погребенная почва (суглинки комковатые, неслоистые,
красновато-бурые, с обильными карбонатными стяжениями в ос-
новании) 2
7. Суглинки лёссовидные с двумя-тремя более темными, гумусовы-
ми прослоями 4–5
8. Современная почва 1–1,5

Таким образом, покров континентальных отложений представлен мощными
лессовидными суглинками (около 16–18 м), разделенными четырьмя погребен-
ными почвами.

Обратимся к анализу фауны, встреченной в солоноватоводных отложениях, об-
разующих террасу.

Кардииды представлены бакинскими *D. parvula*, *D. catillus* и другими, а
также менее многочисленными чаудинскими *D. baericrassa*, *D. pseudocrassa*,
что свидетельствует, как и в стратотипическом разрезе мыса Чауды, о геоло-
гической одновозрастности бакинских и чаудинских отложений. Пресновод-
ные моллюски, по мнению А.Л. Чепалыги, характеризуют осадки более древ-
ние, чем тираспольские отложения Колкотовой балки. Они скорее отвечают
VI террасе Днестра. Преобладание здесь бакинских форм, вероятно, связано с
таким режимом бассейна, занимавшим впадину Азовского моря, при котором
прибрежные мелководья были заселены иммигрантами из бассейна Каспия,
проникавшими сюда через Манычский пролив, и частично чаудинскими мол-
люсками.

Палеонтологические и геологические данные говорят о сосуществовании в
одно и то же время чаудинской и бакинской малокофауны.

В этом отношении Азовское море того времени, вероятно, представляло
собой промежуточный бассейн между чаудинским и бакинским морями. Поэто-
му в бакинских отложениях, развитых на берегах Азовского моря, явно преоб-
ладают бакинские формы, а в разрезах берегов Черного моря доминируют ра-
ковины чаудинских моллюсков. Таким образом, рассмотренные выше отложе-
ния террасы на северном берегу Таманского полуострова одновозрастны и ба-
кинским, и чаудинским слоям, поскольку они находятся в пределах Азово-Черно-
морской впадины, и одновозрастны чаудинским осадкам Черного моря. Наиме-
нование их чаудинско-бакинскими, по-видимому, не является удачным (Попов,
1961; Федоров 1963). Остатки фауны млекопитающих, связанные с этими же
отложениями, хотя и фрагментарны, но достаточно характерны для нижнего
плейстоцена (схемы МСК). Остатки *Cervus acoronatus* связаны в Западной
Европе с отложениями нижних слоев Мосбаха, главным слоем Зюссенборна и
доэльстерскими слоями, отвечающими второй половине гюнц-миндельского меж-
ледниковья (кромеру). Такому заключению не противоречит и находка фраг-

⁴ Определение этого слона до вида по остаткам бивня достаточно проблема-
тично.

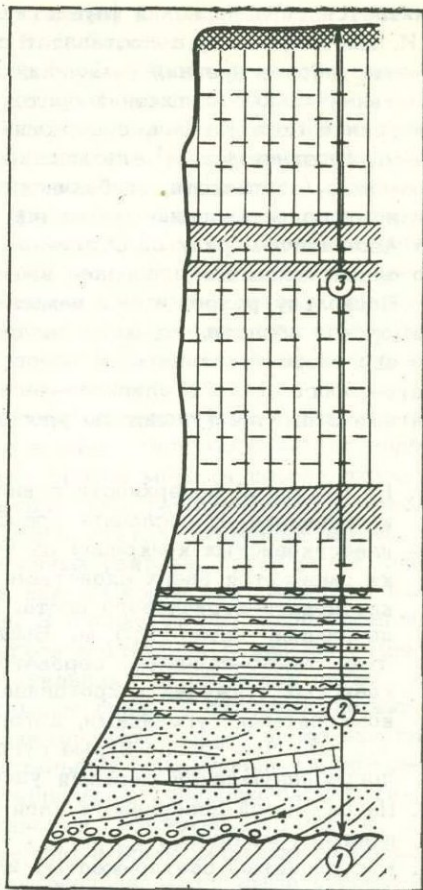
Рис. 9. Схематический геологический разрез бакинской (чаудинской) террасы на северном берегу Таманского полуострова

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 — неогеновый, 2 — бакинский (чаудинский), 3 — средне-позднеплейстоценовый. Остальные условные обозначения см. на рис. 5

мента бивня слона, приуроченная к верхам рассмотренных отложений. Согласно предварительным данным, любезно сообщенным мне А.И. Шевченко, фауна грызунов из этих отложений весьма сходна с таковой из бакинских отложений Дагестана.

Непосредственное соотношение морских бакинских (чаудинских) отложений северного берега Таманского полуострова с отложениями, содержащими таманский фаунистический комплекс млекопитающих: известного разреза у с. Синяя Балка, отсутствует. Согласно представлениям И.М. Губкина (1913), М.И. Варенцова (1933), В.И. Громова (1948) и А.Г. Эберзина, костеносная толща, содержащая таманский комплекс млекопитающих, сопоставляется с бакинскими отложениями. Однако в последнее время большинство исследователей относят эту толщу к апшерону. Материалы, собранные автором, не дают пока оснований определенно решить этот вопрос. Тем не менее условия залегания брекчевидной массы, содержащей костные остатки таманского фаунистического комплекса и бакинских (чаудинских) отложений, а также фауна, приведенная выше из бакинских песков, дают автору возможность присоединиться к мнению первых исследователей этого района и считать, что таманский комплекс может отвечать по возрасту бакинским (чаудинским) отложениям или перерыву между апшероном и баку.

Отложения с типичной бакинской фауной моллюсков, в том числе *Didacna rudis* Nal., залегают в переуглублении долины Западного Маныча на абсолютной отметке минус 40–50 м. На других берегах Азовского и Черного морей известны отложения, о точном возрасте которых нет единого мнения. Аллювиальные и лиманные отложения восточной части северного берега Азовского моря у сел Платово и Герасимовки, по мнению Г.И. Попова (1970), Н.А. Лебедевой (1972) и других, являются бакинскими. С нашей точки зрения (Федоров, 1965б, 1969), эти отложения относятся к самым низам древнеэвксинских слоев (возможно, аналогам урунджикских слоев), и поэтому мы их рассмотрим в составе среднего плейстоцена. Стратиграфическое положение континентальных отложений, обнажающихся на восточном берегу Азовского моря у сел Маргаритовки и Порт-Катона, а также в западной части северного берега у с. Обиточного, не вполне ясно. В этих отложениях солоноватоводные кардииды не встречены и стратиграфическое положение их определяется по фауне млекопитающих. В обоих случаях встречены представители таманского фаунистического комплекса, который многими исследователями сопоставляется с апшероном Каспийской области. Обычно такое мнение складывается в результате допущения того, что бакинские отложения отвечают минделю альпийской шкалы, с которым сопоставляют слои, содержащие в Западной Европе зюссенборисский фаунистический комплекс. Аналогом этого комплекса у нас в СССР



считается тираспольский фаунистический комплекс (Громов, 1948), который Г.И. Попов (1961) сопоставляет с чаудинскими (бакинскими) отложениями. Поэтому более древний таманский комплекс рассматривают как апшеронский. Континентальные отложения восточного берега Азовского моря у сел Маргаритовки и Порт-Катона, содержащие костные остатки *Archidiskodon meridionalis* Nesti. (поздняя форма), по мнению И.А. Дуброво и М.Н. Алексеева (1964), возможно, соответствуют бакинским (чаудинским) морским слоям. К аналогичному сопоставлению отложений, вскрывающихся в разрезе северного берега Азовского моря у с. Обиточное и также содержащих часть скелета южного слона, пришли в последнее время А.И. Шевченко и А.В. Григорьев⁵.

Поскольку разрез имеет важное значение для стратиграфии плейстоцена Черноморской области, то, хотя он достаточно хорошо описан, следует все кратко его охарактеризовать. В основании разреза залегают плотные глины буровато-серого цвета с оливково-зеленым оттенком, содержащие крупные карбонатные стяжения (уходят по уровень моря), видимая мощность до 1,5 м.

Мощность, м

- | | |
|---|---------|
| 1. На размытой поверхности глин лежат слоистые глинистые пески и галечники. В последних преобладают слабо окатанные обломки известковистых конкреций из подстилающих отложений. Галечники сменяются вверх слоистыми глинистыми и чистыми песками красновато-коричневого цвета. Общая мощность их вместе с галечниками около 1,5 м. Выше залегают суглинки неслоистые, темно-палевые, серовато-желтые с прослоями известковистых стяжений и кротовинами, заполненными красно-бурыми комковатыми суглинками, которые венчают слой 1 (мощность 1-1,5 м). Эти красно-бурые суглинки представляют собой древнюю погребенную почву, местами уцелевшую от последующего размыва . | 3 |
| 2. На размытой поверхности слоя 1 залегают косослоистые уплотненные галечники | 0,2-0,4 |
| 3. Косослоистые светло-желтые и сероватые пески с тончайшими горизонтальными прослоями светло-серых супесей и суглинков. В песках встречаются не определяемые до вида обломки <i>Unio, Viviparus</i> . С низами галечниковых конгломератов слоя 2 связана находка скелета слона - <i>Archidiskodon meridionalis</i> Nesti (поздняя форма) | 0,5 |
| 4. Суглинки слоистые, светло-серые | до 2 |
| 5. Суглинки буровато-палевые, содержащие известковистые стяжения, перекрытые красновато-бурыми комковатыми суглинками (погребенная почва) | 0,5 |
| 6. Супеси буровато-желтые, сероватые, в восточной части берегового обрыва неяснослоистые, к западу увеличиваются в мощности и приобретают отчетливую косую слоистость | 0,5-2 |
| 7. Суглинки комковатые, красно-бурые, с несколькими прослоями крупных известковистых стяжений. Верхи их размыты | 2-4 |
| 8. Суглинки покровные неслоистые, лёссовидные, серовато-палевые, с одним-двумя горизонтами погребенных почв | 3-5 |

Наиболее вероятным является допущение, что зеленовато-оливковые глины в основании разреза представляют собой скифские глины, венчающие верхний плиоцен Черноморской области. По своему положению в разрезе, характеру и насыщенности крупными желваками карбонатных конкреций скифские глины весьма близки красно-бурым сыртовым глинам Северного Прикаспия, залегающим на морских апшеронских отложениях. Несомненно, что эти образования, широко развитые на юге европейской части СССР, отражают общие для этой территории физико-географические условия, сложившиеся в конце верхнего плио-

⁵ Устное сообщение.

цена (эоплейстоцена) и характеризовавшиеся аридным климатом. Судя по данным бурения, полученным в последнее время В.Н. Семененко (1974), под скифскими глинами в западной части северного берега Азовского моря залегают морские куяльницкие отложения, верхи которых отвечают одесскому куяльнику и апшеронскому ярусу Каспия. Таким образом, есть основание считать, что зеленатовато-оливковые глины, обнажающиеся в основании разреза, относятся к апшеронскому ярусу, а не к ачкагылу, как считает Н.А. Лебедева (1972). Залегающие на них слоистые красновато-коричневые глинистые пески, увенчанные красно-бурой погребенной почвой, возможно, отвечают верхнему апшерону Каспия. В свете такой трактовки разреза представляется вероятным, что косослоистые пески с галечниковыми конгломератами в основании, залегающие с размывом на этих отложениях и содержащие скелет южного слона (поздний), относятся к интервалу между апшероном (гурией) и чаудинским (бакинским) временем.

Континентальные аналоги чаудинских отложений на восточном и северном берегах Азовского моря занимают сравнительно низкое гипсометрическое положение. Кровля их располагается на 10 м ниже уровня моря, а кровля плиоцена в этих же местах либо близка к уровню моря, либо располагается на несколько метров ниже его. Поэтому вряд ли можно низкое положение чауды связывать с тектоническим опусканием отмеченных районов, поскольку в противном случае плиоцен был бы погружен еще ниже. Скорее, это связано с низким положением уровня чаудинского бассейна. В пользу этого предположения говорят и новые данные бурения, проводившегося в 1968 г. в низовьях Днепра. Здесь на плиоценовых отложениях (понт, куяльник) на отметках около минус 30-40 м залегают буровато-серые, темные глины и суглинки, перекрытые песками с древнеэвксинской фауной моллюсков. Предположительно эти глины можно рассматривать в качестве континентальных образований чаудинского времени. Высокое положение чаудинской террасы на северном берегу Таманского полуострова (35-40 м) и на Кавказском побережье (55-60 и 100 м) связано с поднятиями, которые затронули и более молодые террасы. Таким образом, морские чаудинские отложения располагаются выше современного уровня моря только на участках поднятий, в то время как в относительно стабильных областях или областях опусканий они залегают ниже его и перекрыты континентальными образованиями. Вероятно, такое расположение этих отложений свидетельствует о низком уровне чаудинского моря, древняя береговая линия которого в большинстве случаев располагалась внутри контуров современного Азовского и Черного морей. Кажется вполне вероятным, что береговая линия в северо-западной части Черного моря в это время проходила южнее современного берега, а в области Азовского моря располагался сравнительно неширокий лиман, протягивавшийся от Керченского пролива к устьям Дона и Западного Маньча, частично захватывавший современный берег Таманского полуострова. О низком положении уровня чаудинского моря свидетельствует низкое гипсометрическое залегание бакинских морских отложений в западной части Маньчской долины, где они выполняют врез в сарматских известняках и располагаются на абсолютных отметках минус 40-50 м. Однако береговая линия (уровень моря) несомненно располагалась несколько выше.

Естественно, что эти цифры нельзя связывать только с эвстатическими колебаниями уровня моря, так как в области Западного Приманьячья и Приазовья имели место опускания земной коры. Однако сравнивая условия залегания сарматских, понтических, верхнеплиоценовых и чаудинских отложений, можно видеть, что в местах неглубокого залегания кровли плиоцена чаудинские отложения обычно занимают относительно низкое гипсометрическое положение. Там же, где они располагаются высоко, чаудинская абразионная поверхность срезает приподнятые отложения не только неогена, но и палеогена и мела (северный берег Таманского полуострова, южный берег Керченского полуострова, Кавказ). Поэтому нам кажется, что низкое положение бакинских отложений в западной части Маньчской долины — бывшего пролива, по которому воды бакинского моря сбрасывались в Азово-Черноморский бассейн, являет-

ся указанием на то, что уровень последнего располагался несколько ниже современного. Одновременно имел место сброс вод из чаудинского бассейна во впадину Средиземного моря, что подтверждается присутствием чаудинских отложений на западном берегу Дарданелл и у г. Галлиполи (Андрусов, 1889; Павлов, 1925; Keraudren, 1970, 1971).

Таким образом, в нижнем плейстоцене на юго-востоке Европы располагалась система озерно-морских бассейнов, связанных проливами, по которым происходил односторонний сброс в направлении от Каспия к Средиземному морю. Такой сброс мог осуществляться только при условии значительной разницы уровней этих бассейнов, при которой уровень бакинского моря был выше уровня чаудинского моря, а последний выше уровня бассейна, занимавшего область Средиземного моря. Все эти построения приводят к выводу, что рассматриваемый отрезок нижнего плейстоцена отвечает регрессивной фазе Средиземного моря, с которой сейчас некоторые исследователи связывают сицилийский бассейн (сицилий-1). Этот бассейн существовал в раннем плейстоцене (гюнц-миндель), оставил свои следы на берегах Средиземного моря в виде обрывков выской террасы, расположенной на отметках 60-150, чаще 100 м. Отложения этой террасы содержат ряд моллюсков, характерных в настоящее время для Северной Атлантики, указывающих, по мнению большинства исследователей на похолодание климата в то время.

Материалы совещания подкомиссии береговых линий Средиземного и Черного морей (INQUA, Италия, Палермо, апрель 1973 г.) свидетельствуют о том, что сицилийские отложения, образующие абразионно-аккумулятивную террасу на северном берегу Сицилии, срезают дислоцированные калабрийские и плезанские отложения. Такое положение сицилийской террасы явно указывает, что ее формирование связано с абразией. Поэтому, допуская относительно невысокое первоначальное положение уровня сицилийского моря, надо считать, что образование этой террасы связано с последующей трансгрессией во вторую фазу - сицилий - II.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

К среднему плейстоцену Каспия относятся отложения, залегающие между урунджикскими и верхнехазарскими слоями. На Нижней Волге, в Куринской низменности и Западной Туркмении — это сложно построенная толща чередующихся аллювиальных, лиманных и морских осадков. На побережье Кавказа ей отвечают две-три абразионно-аккумулятивные террасы. Для отложений этого стратиграфического интервала Н.И. Андрусовым (Православлев, 1913) было предложено название "хазарский ярус".

Среднеплейстоценовые отложения отделены существенным стратиграфическим перерывом от нижнего плейстоцена. На Нижней Волге этому перерыву отвечает врез, переуглубление долины и последующее выполнение ее аллювиальной венецианской свитой (Горецкий, 1966), а в Закавказье — отложения ушгальской континентальной свиты. Достаточно убедительны и палеонтологические данные, указывающие на крупный историко-геологический перерыв. Средний плейстоцен представлен обычно грубыми терригенными отложениями — хорошо промытыми преимущественно серыми песками, галечниками. Фауна моллюсков, характеризующих эти отложения, уже не отличается от современной (в Каспии), а роль плиоценовых реликтов весьма незначительна. Надо отметить, что изменения фауны моллюсков на границе раннего и среднего плейстоцена как в Каспийской, так и в Черноморской областях были наиболее существенны за все четвертичное время. Если в раннем плейстоцене еще присутствовали верхнеплиоценовые реликты, то в начале среднего плейстоцена они вымирают и фауна становится богатой в видовом отношении и весьма многочисленной.

Выделяя хазарский ярус, Н.И. Андрусов и П.А. Православлев (1913) имели в виду (по состоянию изученности того времени), что в объем хазарского яруса включаются все отложения, залегающие между кровлей бакинского и подошвой хвалынского ярусов. Детализируя разрез Нижнего Поволжья, П.А. Православлев (1932) выделил выше кровли бакинского яруса сингильский, астраханский, козожский и хазарский ярусы. Однако ни сингильские, ни астраханские отложения он не включал в состав бакинского яруса, а рассматривал их как самостоятельные подразделения.

Позднее М.М. Жуков (1945), выделяя определенные ритмы в истории Каспия, рассматривал сингильские и астраханские отложения в качестве пресноводной и наземной фаций верхов бакинского яруса. Эти представления были восприняты рядом авторов. На Челекене и в Прибалханском районе Западной Туркмении аллювиально-морские и аллювиальные отложения палео-Амударьи, залегающие выше собственно верхнебакинских отложений (в том числе и урунджикских), выделялись К.П. Калицким (1911) как "верхний отдел бакинского яруса"; эта же точка зрения разделялась в 1939 г. Б.А. Федоровичем и А.С. Кесь.

На Апшеронском полуострове и в северо-восточном Азербайджане Д.В. Голубятниковым (1914), а позднее В.В. Богачевым (1932) стратиграфически выше бакинского яруса (или нижнего яруса древнекаспийских отложений, по Д.В. Голубятникову) были выделены: средний ярус древнекаспийских отложений, верхний ярус древнекаспийских отложений (соответствующий хвалынскому

ярусу схемы Андрусова – Православлева) и слои с *Cardium edule* L. Средний ярус, представленный отложениями серии морских террас, отчетливо палеонтологически отделялся от бакинского яруса и более молодых (хвалынских) террас верхнего яруса. При этом отложения самой молодой из террас среднего яруса, содержащие *Didacna surachanica*, обычно сопоставлялись с хазарским ярусом Поволжья. Эта схема, имеющая очень много общего со схемой П.А. Православлева по Нижнему Поволжью, не потеряла своего значения и до настоящего времени.

Буровые работы в восточной части Апшеронского полуострова в 1930 – 1934 гг. дали новый и весьма интересный материал, позволивший В.В. Богачеву (1932) и О.В. Дашевской (1940) выделить между отложениями террасы с *Didacna surachanica* и бакинским ярусом толщу значительной мощности, содержащую своеобразную фауну кардиид, которая была названа гюргянской по мысу Гюргяны на северо-восточном берегу Апшеронского полуострова. Она соответствовала по возрасту террасам среднего яруса схемы Д.В. Голубятникова, более древним, чем терраса с *D. surachanica*.

Таким образом, в Нижнем Поволжье, Западной Туркмении и на Апшеронском полуострове выше бакинского яруса залегает толща, охарактеризованная фауной моллюсков, отличной от бакинской. Повсюду эти отложения древнее слоев, выделенных первоначально в качестве хазарского яруса. П.А. Православлев неоднократно отмечал, что отложения, лежащие ниже хазарского яруса его схемы, и косожские, и сингильские, содержат фауну моллюсков хазарского типа. Сейчас это хорошо известно и вряд ли требует доказательства. Достаточно упомянуть хотя бы такую форму, как *Didacna nalivkini* Wass., которая распространена в отложениях с *D. surachanica* и в более древних слоях. Кроме того, остатки фаунистического комплекса млекопитающих, получившего название "хазарского", приурочены к косожским слоям, а не к "хазарскому ярусу" П.А. Православлева. Все это дало основание автору в 1952 г. при обобщении материала по всему Каспию и разработке обшекаспийской шкалы расширить объем хазарского яруса, включив в него не только хазарский ярус схемы Андрусова – Православлева, но и более древние слои – до кровли бакинского яруса. При этом первый был выделен как верхнехазарский горизонт, а последующие в качестве нижнехазарского (или гюргянского) горизонта, куда вошли сингильские, астраханские и косожские отложения Поволжья. В таком объеме хазарский ярус отвечал среднему ярусу древнекаспийских отложений схемы Д.В. Голубятникова и хазарскому ярусу схемы Православлева и Андрусова.

Трудно судить, насколько удачным было включение этих более древних слоев в состав хазарского яруса, но оно несомненно имеет палеонтологическое основание. В то же время нельзя не отметить, что условия залегания верхнехазарских отложений и их соотношение с нижнехазарскими (гюргянскими) совершенно определенно указывают на существование перерыва (регрессии), разделяющего формирование этих отложений. Наконец, сами нижнехазарские отложения, хотя и охарактеризованы сравнительно единым комплексом моллюсков, имеют сложное стратиграфическое строение (две-три террасы на берегах Азербайджана и Дагестана, трехчленное строение их в разрезах Нижней Волги) и, несомненно, могут быть подразделены на более дробные единицы (Федоров, 1972).

В качестве самых древних образований среднего плейстоцена, вероятно, следует рассматривать аллювиальные свиты, выполняющие переуглубленные эрозионные везы в бакинских отложениях, в пределах древних речных долин, принадлежащих бассейну Каспийского моря. Эти отложения, отвечающие регрессии, вскрыты бурением; они редко обнажаются на дневной поверхности. В качестве их аналогов можно рассматривать низы верхней каракумской подсвиты в Западной Туркмении и пролювиально-аллювиальных галечниковых, супесчаных и суглинистых, реже глинистых осадков, залегающих выше верхнебакинских и урунджикских отложений на северо-западной окраине Куринской низменности. Эти образования, именуемые в Азербайджане ушталской (верх-

неушальской) свитой, стратиграфически вверх сменяются морскими нижне-хазарскими (гюргянскими) слоями. В ряде случаев последние врезаны в отложения ушальской свиты.

Как видно из разреза, на северном склоне хребта Караджа (см. рис. 3) непосредственно выше аллювиальных косослоистых песков залегают слоистые глинистые пески и алевроиты с типичной нижнехазарской (гюргянской) фауной моллюсков — *Didacna trigonula* (Dasch.) Vekil., *D. subpyramidata* Prav. и другими видами, отвечающие, вероятно, основанию нижнего хазара. В долине Нижней Волги (Горецкий, 1966) на размытых бакинских глинах с *Didacna parvula* Nal. и другими видами в глубоком эрозионном врезе до 60–70 м ниже уровня Волги, залегают аллювиальные пески, относимые Г.И. Горецким к соликамской свите; они перекрываются песками венедской свиты, существенно не отличающимися от первых. Суммарная мощность песков составляет 20–30 м. Они содержат раковины пресноводных моллюсков — *Unio tumidus* Retz., *Viviparus duboisianus* Mouss и другие характеризующие, по мнению Г.И. Попова¹, вмещающие отложения как нижнехазарские. Выше пески постепенно сменяются песчано-глинистыми и глинистыми осадками пойменного или лиманного типа, мощность 10–15 м; содержащими только пресноводную фауну — *Dreissena polymorpha* Pall., *Unio* sp., *Viviparus dunoisianus*, *Pisidium amnicum*, *Turricaspi* sp., которые Г.И. Попов также датирует как нижнехазарские. Однако Г.И. Горецкий считает их пресноводной фацией верхнебакинских отложений. Каковы же для этого основания? Единственным поводом для такого мнения служит "сингильский характер" флоры, заключенный в этих отложениях. По данным исследований Е.Н. Анановой (Горецкий, 1966, с. 365–366), следует, что в отложениях (скв. 20805, инт. 31–73 м) "на долю пыльцы, синхронной осадкам, приходится не так много. Учитывая очень бедный состав инситного комплекса..., угнетенность и недоразвитость пыльцы, малое количество пыльцы в породе, можно сделать вывод о суровых климатических условиях, существовавших во время накопления осадков... Подобный комплекс, вероятно, характеризует отложения типа сингильских, которые, возможно, соответствуют верхам лихвинского межледникового".

Вряд ли подобного рода данные могут служить основанием для уверенного отнесения этих отложений к сингилю. Но главное недоразумение здесь заключается в том, что "сингильская флора" известна из отложений более молодых, чем рассматриваемые глинистые осадки; она связана с серыми глинами, залегающими стратиграфически на 30–40 м выше и отделенными от первых толщей песков кривичской свиты. Наконец, сами сингильские отложения не принадлежат бакинскому ярусу и, как указывалось выше, не включались в него П.А. Православлевым, выделившим сингиль. Под "сингильским ярусом" этот автор понимал пресноводные, преимущественно старичные (ильменно-болотные) отложения, залегающие с размывом на осадках бакинского яруса. Они представлены серыми и темно-серыми, нередко слоистыми глинами, заключающими пресноводную фауну и растительные остатки — холодоустойчивую "сингильскую флору". Верхнебакинские морские отложения присутствуют в Нижнем Поволжье (Баскунчак) и распространены севернее рассматриваемого участка, поэтому глинистые пески с пресноводной фауной, описываемые Г.И. Горецким как "сингильские" (верхнебакинские), не могут быть верхнебакинскими. Противоречит представлениям названного автора также формационный характер этих осадков, которые более тесно связаны со всей вышележащей толщей и залегают на нижнебакинских отложениях с большим перерывом. Последний по своему историко-геологическому значению гораздо больше, чем интервал, разделяющий нижне- и верхнебакинские слои в мобильных областях. Это наиболее раннее заиление аллювиальных песков и накопление глинистого материала, вероятно, было связано с подпором древней Волги в условиях одной из первых фаз раннехазарской (гюргянской) трансгрессии. Данные слои следует на-

¹ Все определения моллюсков в работах Г.И. Горецкого выполнены Г.И. Поповым и Н.И. Супруновой (Новочеркасск).

зывать палеосингилем. Выше глинистых осадков в разрезе у г. Енотаевска (Горещкий, 1966, рис. 89) залегают аллювиальные пески кривичской свиты мощностью 10–15 м (реже более). Вверх они сменяются глинистыми отложениями с солонатоводными моллюсками *Didacna subpyramidata* Prav., *D. sp.*, *Dreissena polymorpha* Pall. и другими, которые, как справедливо считает Г.И. Попов, являются нижнехазарскими. В ряде мест в естественных разрезах можно наблюдать их переслаивание с типичными (в понимании П.А. Православлева) сингильскими темно-серыми глинами. Так, у с. Копановки (по наблюдениям автора) у уреза залегают серые глины с раковинами *Didacna subpyramidata* Prav., *D. pallasi* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed. Выше по разрезу и по простиранию (вверх по течению Волги) они сменяются сингильскими глинами. Здесь наблюдается также переслаивание морских, дельтовых и аллювиальных отложений, характерное для приустьевых участков всякой крупной реки. Следовательно, эта толща естественно подразделяется на две основные части: нижнюю – венецкие (и соликамские) пески и надстраивающие их глинистые отложения (“верхнебакинские”, по Г.И. Горещкому) и верхнюю – кривичские пески, переходящие вверх в сингильские глины. Выше уреза реки наблюдается еще одна пачка аллювиально-морских отложений, залегающая с размывом на сингильских глинах – это косожские слои П.А. Православлева (1932). В основании их развиты черноморские пески, заключающие остатки хазарского комплекса млекопитающих.

Таким образом, в разрезе Нижней Волги наблюдается трехчленное строение нижнехазарских отложений, где формирование каждой пачки начинается накоплением аллювиальных песков и завершается лиманно-морским осадконакоплением.

Наиболее полные разрезы среднего плейстоцена в Каспийской области расположены в Азербайджане, Дагестане и в Западной Туркмении. При этом, помимо естественных обнажений и террас, имеются богатые буровые материалы, позволяющие составить полное представление о стратиграфии рассматриваемых осадков.

Морские террасы, развитые на берегах Азербайджана, Дагестана и вдоль поднятий Юго-Восточного Кавказа, хорошо палеонтологически обоснованы, что позволяет в достаточной степени определенно сопоставлять их с соответствующими осадками, вскрытыми бурением в Куринской низменности и Восточном Апшероне.

На западном побережье Каспия почти от г. Грозного до Апшеронского полуострова и далее, вдоль южных поднятий Юго-Восточного Кавказа, можно наблюдать несколько раннехазарских (гюргянских) абразионных террас. Они обычно весьма отчетливо выражены в рельефе и хорошо отделяются от более древней бакинской террасы как на побережье Дагестана (рис. 10), так и на значительной части всего Кавказского побережья Каспия (рис. 11). Древняя бакинская терраса, как уже указывалось, сохранилась обычно в виде денудационных останцов на абсолютной высоте 200–220 м, а на отдельных участках до 250 м и реже более. Нижнехазарские (гюргянские) террасы прослеживаются на значительном протяжении и располагаются на абсолютных уровнях 85–90, 120–130 и 160–170 м. Они сложены галечниковыми конгломератами, песками мощностью 1–3 м, которые залегают на абрадированных коренных породах. Морские отложения террас перекрывают пролювиально-делювиальными суглинками, щебнем, галечниками, а вблизи устьев рек – аллювиальными галечниками и суглинками, мощностью до 10–20 м. При этом континентальные образования, непосредственно покрывающие морские осадки, чаще без перерыва формировались, вероятно, в конце каждой трансгрессивной фазы и начале последующей регрессии, тогда как врез в каждую террасу происходил в фазу регрессии.

Наиболее характерной является терраса высотой 125 м. Она присутствует почти повсеместно на всем западном побережье Каспия и прослеживается вдоль северного борта Куринской низменности. Отложения этой террасы хорошо обоснованы палеонтологически. На побережье Северного Азербайджана ее отложения содержат раковины *Didacna naliukini* Wass., *D. subpyramidata* Prav., *D. paleotri-*

Рис. 10. Схематический геологический профиль террас в прибрежной полосе Южного Дагестана

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - акчагельский, 2 - апшеронский, 3 - бакинский, 4 - раннехазарский (гюргянский), 5 - позднехазарский, 6 - раннехвалынский, 7 - позднехвалынский, 8 - новокаспийский. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и 5

Уровень Каспийского моря

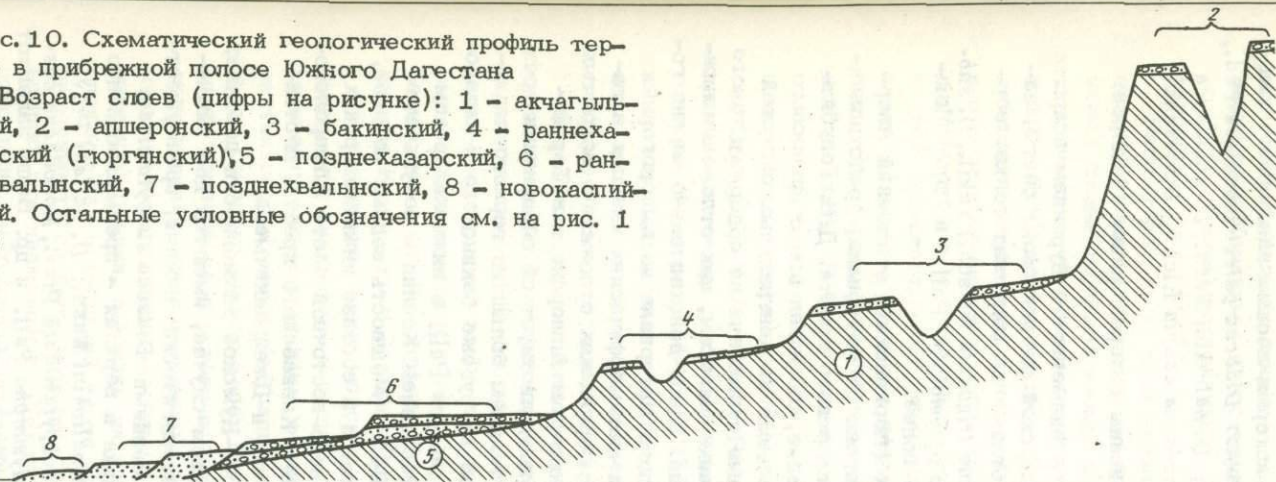


Рис. 11. Принципиальная схема морских террас Кавказского побережья Каспия

Возраст террас (цифры на рисунке): I - бакинский, II-IV - раннехазарский (гюргянский), V-VI - раннехвалынский, VII-IX - позднехвалынский, X - новокаспийский. Остальные условные обозначения см. на рис. 5 и 6

Уровень Каспийского моря



gonoides Fed., реже *D. kovalëvskii* Bog., *D. aff. pallasii* Prav., *Dreissena polymorpha* Pall. На юге Дагестанского побережья (реки Ачису, Рубасчай) преобладают *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *Dreissena polymorpha* Pall., *Didacna aff. naliukini* Wass. Наиболее богатый комплекс, связанный с этой же террасой, известен в пределах северного борта Куринской изменности (хребты Малый Харами, Мишовдаг, Кюровдаг и др.). Здесь явно преобладают тригоноидные формы дидаки, многие из которых весьма напоминают хвалыньские *Didacna praetrigonoides* Nal.; присутствуют *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav., *D. hospes* (Bog.) Vekil., *D. naliukini* Wass., *D. charamica* Fed., *D. pallasii* Prav., *D. aff. delenda* Bog., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall.

Более молодые (низкие) террасы были описаны автором ранее (Федоров, 1957).

В северной и центральной частях Куринской изменности бурением вскрыта толща глинисто-песчаных отложений нижнехазарской (гюргянской) свиты, залегающая на осадках бакинского яруса. Эти отложения содержат тонкостворчатые и сравнительно мелкие раковины *Didacna trigonula* (Nasch.) Vekil., *D. subpyramidata* Prav., *D. gurganica* Vekil., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Мощность осадков достигает 100–300 м и реже более.

Характерной особенностью нижнехазарских (гюргянских) отложений Азербайджана является обилие в их составе терригенного материала, представленного преимущественно породами Главного Кавказского хребта. Д.В. Голубятников (1914), впервые отметивший это явление, связывал его с приносом продуктов разрушения тальми ледниковыми водами из центральных областей Кавказа. Никакие другие морские четвертичные отложения не содержат такого количества галек и песка, связанных с дальним приносом, как отложения нижнехазарских террас Азербайджана и Дагестана. Здесь действительно можно говорить о существенном поступлении обломочного материала из высокогорных областей Кавказа. Обилие галек темно-серых метаморфических сланцев в галечниках и конгломератах террас и в песках гюргянских отложений, вскрытых скважинами в Куринской изменности, на Восточном Апшероне и в Терско-Кумской впадине, достаточно убедительно свидетельствует об обводнении всех рек Кавказа, что, вероятно, надо связать с таянием большого горного ледника. Существенное изменение фауны моллюсков на рубеже бакинского и хазарского веков и господство группы *Didacna trigonoides* Pall. в нижнехазарском комплексе, несомненно, связано с общим опреснением Каспия в результате увеличения приноса речных вод (Федоров, 1949). Мощность водных потоков, очевидно, была значительной, если учесть, что и в составе нижнехазарских конгломератов и ракушечных известняков северо-восточной части Апшеронского полуострова имеются гальки пород Главного Кавказского хребта, доставленные сюда по древним долинам рек Сумгаита и Джейранкечмеса.

Строение нижнехазарских отложений Терско-Кумской изменности довольно неоднородно (Федоров, 1957). Здесь, во всяком случае, имеются две нижнехазарские толщи, охарактеризованные палеонтологически: нижняя, преимущественно песчанистая, мощностью 30–50 м, с мелкими *Didacna subpyramidata* Prav. и другими формами тригоноидного облика и верхняя – преимущественно глинистая, мощностью 50–100 м, с *Didacna naliukini* Wass., *D. pallasii* Prav., *D. subpallasii* Prav., *D. ex gr. delenda* Bog., *D. subpyramidata* Prav., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Выше залегают отложения, содержащие в основном пресноводную фауну моллюсков; они относятся, вероятно, уже к позднехазарскому времени.

В Прибалханском районе Западной Туркмении нижнехазарские (гюргянские) отложения представлены морскими и алявовиальными образованиями. Первые распространены в западной части, где сложены песчано-глинистыми породами с *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. delenda* Bog., *D. kovalëvskii* Bog., *D. pallasii* Prav., *D. naliukini* Wass. и др. Мощность их варьирует от нескольких десятков до сотен метров. В пределах Западно-Туркменской измен-

ности, к югу от г. Небитдага, они вскрыты многочисленными скважинами под толщей более молодых осадков и представлены глинами, алевролитами, песками преимущественно серых тонов мощностью 200–300 м, содержащими мелкие тонкостворчатые раковины *Didacna subpyramidata* Prav., *D. pallasi* Prav., *D. trigonula* (Dasch) Vekil. и др.

Континентальная фация нижнехазарских отложений – в основном аллювиальные, озерно-аллювиальные и дельтовые осадки палео-Амударьи, занимающие низменные Каракумы и восточную часть Прибалханской низменности. Эти отложения связаны постепенным переходом с морскими осадками более западных районов.

Рассмотрим положение нижнехазарских отложений в разрезе Западной Туркмении в целом. В отличие от других частей Каспийской области, где имеются ясные следы перерыва между осадками нижнего и среднего плейстоцена, здесь этот перерыв не вполне отчетлив. В прекрасных обнажениях Челекена, Монжуклы, Урунджика и других видно, как песчано-ракушечные отложения урунджикского горизонта, залегающего со следами размыва на бакинских глинах, вверх постепенно сменяются тонкослоистыми глинами с алевролитами розовато-палевых тонов, с прослоями серых слюдистых песков, обладающих мелковолнистой слоистостью. Солоноватоводные карбиды урунджикских слоев постепенно мельчают, редуют и исчезают, уступая место сначала дрейсенам, а выше унионидам, характерным уже для озерно-аллювиальной верхней каракумской подсвиты. В более западных районах (структура Котуртепе, Челекен) в отложения каракумской свиты вклиниваются морские осадки с раковинами нижнехазарских (гюрганских) моллюсков *Didacna subpyramidata* Prav., *D. kovalevskii* Bog., *D. paleotrigonoides* Fed. Такая последовательность слоев и явилась в свое время основанием для включения урунджикского горизонта в состав хазарского яруса (Федоров, 1946, 1959б). Однако отсутствие ясных следов перерыва между бакинскими и урунджикскими отложениями, с одной стороны, и нижнехазарскими – с другой, в пределах Прибалханской депрессии связано со специфическими условиями осадконакопления.

В разрезах брахиантиклинальных структур Прибалханской депрессии между урунджикскими и нижнехазарскими морскими отложениями развиты пресноводные аллювиальные и озерные осадки, свидетельствующие о перемещении устья палео-Амударьи на запад в связи с регрессией моря. Отчетливые следы перерыва выявляются при анализе распространения в плане и условий залегания бакинских и нижнехазарских отложений на Красноводском полуострове, в Западном Копетдаге и Западно-Туркменской низменности.

Постепенную смену морских отложений урунджикского горизонта приустьевыми, аллювиальными и озерно-аллювиальными осадками и, наконец, снова морскими нижнехазарскими отложениями надо связывать с непрерывавшейся деятельностью палео-Амударьи на протяжении всего нижнего и значительной части среднего плейстоцена. Регрессия моря после формирования урунджикских слоев привела не к осушению Прибалханской низменности, а лишь к смене морских условий осадконакопления аллювиальными и озерными в результате перемещения низовий палео-Амударьи на запад, вслед за отступавшим морем. Пресноводные осадки, лежащие на урунджикских отложениях, занимают значительные площади как в западной части Низменных Каракумов, так и в Прибалханской низменности на всем сечении Балханского и Данатинского коридора, связывающих эти низменности. Такие условия залегания аллювиальных и озерных отложений, несомненно, связаны с затоплением водами палео-Амударьи всех пониженных частей севера Западной Туркмении, что было, вероятно, вызвано подпором речных вод со стороны моря в условиях начавшейся раннехазарской трансгрессии.

Данные о переуглублении долины Средней и Нижней Волги показывают, что для северо-запада Каспийской области глубина предраннехазарской регрессии может быть оценена в 40–50 м ниже современного уровня Каспия. Близкие значения характеризуют эту регрессию также в пределах Куринской низмен-

ности и Апшеронского полуострова, где нижнехазарские (гюргянские) отложения вложены в размытые бакинские осадки и залегают на низких гипсометрических уровнях.

У северного борта Куринской низменности, в ядре брахиантиклинальной складки Карамарьямского увала обнажаются глины с *Didacna carditoides* Andrus., *D. cf. rudis* Nal., *D. aff. eulachia* (Bog.) Fed., относящиеся к верхам бакинского горизонता. Морские осадки перекрыты мощными (до 50–100 м) аллювиальными и пролювиальными галечниками, супесями, реже суглинками ушталской свиты и уже в эти образования врезаны нижнехазарские террасы, в том числе и самая древняя, высотой 170 м. Следовательно, ушталская свита занимает здесь стратиграфическое положение, аналогичное венецкой свите в долине Волги, и отвечает регрессии, имевшей место перед накоплением осадков среднего плейстоцена. Исходя из анализа этого разреза, регрессия была весьма продолжительной. Здесь надо учитывать время, необходимое не только для аккумуляции мощных аллювиальных отложений ушталской свиты, но и для последующего смятия их в складку.

Таким образом, наличие на берегах Дагестана и Азербайджана трех абразионно-аккумулятивных террас, содержащих нижнехазарский (гюргянский) комплекс фауны моллюсков, и трех этапов накопления аллювия в долине Волги определенно указывает на существование в это время трех самостоятельных трансгрессий моря. Существенных изменений в фауне моллюсков террас не наблюдается. Однако можно отметить преобладание в отложениях террасы 125-метровой *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., и других, а в образованиях 85–90-метровой *Didacna naliukini* Wass., в сочетании с *D. subpyramidata* и реже с *D. aff. surachanica* Andrus.

Палеонтологическая характеристика самой высокой (160–170-метровой) и древней, раннехазарской террасы не везде вполне ясна. В предгорной полосе Юго-Восточного Кавказа отложения этой террасы, содержащие *D. kovalevskii* Bog., *D. subpallasi* Prav., *D. cf. subpyramidata* Prav., вероятно, отвечают нижней (палеосингильской) свите Нижней Волги (Горенский, 1966).

Вторая, раннехазарская (гюргянская) трансгрессия, оставившая свои следы на Кавказе в виде террасы высотой 110–130 м, видимо, была наиболее продолжительной и, возможно, более обширной. В пользу таких представлений говорит широкое развитие этой террасы на побережье Дагестана, Азербайджана и вдоль северного борта Куринской низменности. В отложениях террасы почти повсеместно преобладают тригоноидные формы рода *Didacna*; в Дагестане (Шура-Озень, Ачису и др.) встречаются *Didacna subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *D. pallasi* Prav., *D. naliukini* Wass, и еще реже формы, близкие к *D. surachanica* Andrus².

В Азербайджане, особенно у подножий Юго-Восточного Кавказа, в этих образованиях преобладают многочисленные *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav., *D. cf. delenda* Bog., *D. Pallasi* Prav., *D. charamica* Fed., *D. mischoudagica* Vekil., *D. naliukini* Wass., *Monodacna caspia* Eichk., *Dreissena Polymorpha* Pall., *Dr. rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasi* Lindh., *Clessiniola variabilis* Eichw.

По палеонтологическим данным и положению в разрезе автор сопоставляет эту террасу с сингильскими лиманно-морскими и лиманно-аллювиальными глинистыми отложениями Нижнего Поволжья, которые завершают формирование аллювиальной кривичской свиты. Вероятно, к этому же этапу истории относятся морские и лиманно-морские глинистые нижнехазарские отложения, развитые в Западной Туркмении около г. Красноводска и в районе Котуртепе, где среди моллюсков преобладают *Didacna paleotrigonoides* Fed., *D. subpyramidata* Prav. и др. Развитие и широкое распространение группы *Didacna trigonoides* Pall. во вторую раннехазарскую трансгрессию, скорее всего, надо свя-

² Последние появились в раннехазарское, но заняли господствующее положение в позднехазарское время.

зывать с общим опреснением Каспия (Федоров, 1949, 1957), которое, несомненно, было вызвано обильным поступлением речных вод с Русской равнины, Кавказа и горных областей Средней Азии и Ирана. Доказательством такого обводнения являются аллювиальные пески, лиманные и лиманно-морские глинистые осадки в долине Нижней Волги (кривичская и сингильская свиты), в Куринской низменности, Западной Туркмении.

Третья, раннехазарская (гюргянская) трансгрессия, в результате которой сформировалась терраса абсолютной высотой 85–90 м, хорошо развита на берегах Кавказа, Дагестана и Азербайджана. В ее отложениях преобладают *Didacna paliukini* Wass., но встречаются и *D. subpyramidata* Prav., *D. pallasi* Prav., *D. vulgaris* Andrus., редко *D. aff. surachanica* Andrus., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Эту террасу, вероятно, следует сопоставлять с косожскими слоями Нижнего Поволжья, развитыми в верхах нижнехазарских отложений. Основанием для такого заключения является стратиграфическое положение косожских слоев и рассмотренной террасы в верхах нижнехазарских отложений и отчасти палеонтологические данные.

Представления о трехчленном подразделении нижнехазарских (гюргянских) отложений излагались автором ранее (Федоров, 1957). Однако тогда это относилось только к Кавказскому побережью, где выделялись три террасы, отложения которых содержат нижнехазарский комплекс фауны моллюсков. Само по себе наличие этих террас, геологически и геоморфологически отчетливо отделяющихся друг от друга (абсолютные высоты 85–90, 110–130 и 160–170 м), хотя и указывало на существование трех трансгрессий в раннем хазаре, еще не давало права для придания каждой из них какого-либо самостоятельного стратиграфического значения. Имеющиеся палеонтологические различия не вполне отчетливы и находятся в пределах единого, хотя и весьма разнообразного и сложного нижнехазарского комплекса. И в то же время эти отмеченные выше различия есть и при тщательном анализе выявляются.

Выделение верхнехазарских слоев из верхов среднего плейстоцена и включение их в низы верхнего (Федоров, 1972) заставляет критически отнести к названию "нижнехазарский горизонт". Выше уже говорилось, что, выделяя нижне- и верхнехазарский горизонты, автор основывался на представлениях П.А. Православлева (1932) о том, что отложения, залегающие ниже хазарского яруса схемы Андрусова – Православлева (верхнехазарского горизонта), такие, как косожские, содержат фауну моллюсков хазарского типа. М.М. Жуков (1945) рассматривал косожские слои в составе хазарского яруса. Сингильские отложения известны были П.А. Православлеву только в пресноводной фации (ильмено-болотные осадки). Находки в районе с. Копановки в низах сингильских глин кардиид хазарского типа дали основание (Федоров, 1952, 1957) отнести сингильские слои к хазарскому ярусу и выделить горизонты: верхнехазарский (хазарский ярус, по П.А. Православлеву) и нижнехазарский (косожские, астраханские и сингильские отложения Нижней Волги). Значительно ранее В.В. Богачев (1932) и О.В. Дашевская (1940) по материалам бурения в Восточном Апшероне установили между отложениями с *Didacna surachanica* Andrus. (обычно отождествляемыми с хазарским ярусом схемы П.А. Православлева) и бакинским ярусом мощную глинисто-песчаную гюргянскую толщу, со своеобразной фауной моллюсков, среди которых существенную роль играет группа *Didacna trigonoides* Pall. Эта толща в значительной мере или полностью отвечает нижнехазарскому горизонту (Федоров, 1952, 1957, 1963; Векилов, 1969), и поэтому правильным будет употреблять для него двойное наименование – нижнехазарский (гюргянский) горизонт.

Изложенные выше данные показывают необоснованность представлений Г.И. Рычагова (1970, 1977) о позднехазарском возрасте террас Дагестанского и Азербайджанского побережий, развитых на абсолютных высотах 85–90 и 110–130 м.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

К среднему плейстоцену здесь относятся отложения, залегающие между чаудинскими и карангатскими слоями. Первоначально Н.И. Андрусовым (1904-1905, 1925) в этом интервале выделялись отложения эвксинского озера-моря (эвксинские слои).

Открытие осадков с солоноватоводной фауной моллюсков выше карангата (Андрусов, 1918; Архангельский, Страхов, 1938) дало основание последним авторам различать новоэвксинские (моложе карангата) и древнеэвксинские слои (эвксинские Н.И. Андрусова). Кроме того, выше древнеэвксинских слоев указанные авторы выделили узунларские слои с фауной азовского типа (обедненной средиземноморской). Эти представления о подразделении среднего плейстоцена Черного моря господствуют и по настоящее время, хотя рядом авторов и делаются попытки более дробного его деления.

Первое расчленение древнеэвксинских отложений было сделано Г.И. Горедским (1953) по материалам бурения в Приманьчье. Оно сейчас принимается также Г.И. Поповым (1970). Изучение террас Черноморского побережья Кавказа и разрезов Северного Приазовья показывает, что между чаудинскими и карангатскими отложениями могут быть выделены два древнеэвксинских горизонта (Федоров, 1963, 1967, 1969).

Начало среднего плейстоцена ознаменовалось в области Черного моря, как и в Каспии, регрессией, вероятно, довольно продолжительной. Как показывают изученные автором данные бурения в 1966-1968 гг. в низовьях Днепра, а также данные Г.И. Горещкого (1970), аллювиальные пески Дона, Днепра и других рек бассейна Черного моря, вложенные в чаудинские отложения и их континентальные аналоги, располагаются на отметках минус 30-50 м. В северном Причерноморье эти отложения обнажаются на береговом обрыве около Одессы, у пос. Большевик (бывшего завода Шполянского). Здесь можно наблюдать слоистые пески с редкой пресноводной фауной моллюсков, определенных А.Л. Чепальгой: *Unio* sp. (*U. ex gr. crassum* Phil.), *Viviparus fasciatus* Müll., *Lithoglyphus* cf. *pyramidatus* Müll., *Sphaerium rivicola* Lam. В этих же песках был обнаружен скелет *Archidiscodom wüsti* M. Pavl.¹, характерного представителя тираспольского комплекса млекопитающих. На северном берегу Азовского моря, вблизи устья Миусского лимана, развиты аллювиальные и лиманные отложения (описанные ниже), относимые к низам среднего плейстоцена.

Самая высокая древнеэвксинская терраса (60-65 м) Кавказского побережья, расположенная гипсометрически ниже чаудинской террасы, вероятно, также отвечает первой древнеэвксинской трансгрессии. Если основываться на положении, которое занимают в разрезе эти наиболее древние эвксинские слои в Маньчжурской долине, Приазовье и на юге Украины, то можно предполагать, что их формирование связано с относительно низким положением уровня моря, которым характеризовалась, по-видимому, первая фаза древнеэвксинской трансгрессии.

Рассматривая средний плейстоцен Черноморской области, необходимо учитывать, что здесь нет таких полных и ясных разрезов, какие имеются на

¹ Сейчас экспонируется в Палеонтологическом музее Одесского университета.

Нижней Волге, в Западной Туркмении и Азербайджане. Основу для разработки стратиграфии плейстоцена (как и плиоцена) здесь, к сожалению, составляют лишь отдельные обнажения, слои которых далеко не всегда могут быть сопоставлены между собой, а также неполные, палеонтологически плохо обоснованные разрезы скважин. Наиболее полное представление о последовательности событий дает изучение морских террас Кавказского побережья Черного моря, разрезы Керченско-Таманской области и Приазовья.

Рассмотрим вначале данные бурения в Колхидской низменности и на юге Украины. Согласно Д.В. Церетели (1966), выше чаудинских отложений в Колхиде залегают древнеэвксинские песчано-глинистые осадки с *Didacna* aff. *pseudocrassa* Pavl., *D. ex gr. crassa* Eichw., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Adacna* ex gr. *plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw., *Pisidium* sp., *Hydrobia* sp., *Micromelania* sp., *Valvata*. Мощность их около 120 м. Никаких попыток подразделить эту толщу не предпринималось. Указывается предположительно, что между чаудинскими и древнеэвксинскими отложениями имеются осадки, отвечающие урунджикскому горизонту. Узунларские слои в колхиде не отмечены (Церетели, 1966). Выше лежат карангатские отложения. Характер приведенной фауны моллюсков указывает на местное опреснение Колхидского залива древнеэвксинского моря. Насколько это опреснение могло препятствовать обитанию здесь *Cardium edule* L. и других эвригалинных представителей средиземноморской фауны, характерной для узунларских слоев, судить трудно.

В 1968 г. по инициативе Комиссии по изучению четвертичного периода при ОНЗ АН СССР в низовьях Днепра было проведено специальное бурение неглубоких скважин с целью изучения четвертичных отложений Северного Причерноморья. В большинстве скважин выше суглинков, содержащих известковистые стяжения и относимых автором условно к континентальной фации чауды, залегают пески дельтового типа с фауной солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Это хорошо отсортированные среднезернистые пески с отдельными пропластками мелкозернистых песков, реже алевритов. В ряде случаев прослеживаются прослой, обогащенные мелкой галькой и окатанными обломками раковин, вымытых из подстилающих киммерийских и мэотических отложений. Мощность песков варьирует от 10 до 30 м.

Здесь найдено множество раковин пресноводных моллюсков²: *Unio tumidus* Retz., *U. pictorum* L., *Viviparus fasciatus* Müll., *Fagotia esperi* (Ferus), *Sphaerium rivicola* Lam., *Pisidium amnicum* Müll., *Lithoglyphus naticoides* (Pfeif.), *Clesiniola variabilis* Eichw., *Micromelania caspia* Eichw., *Corbicula fluminalis* Müll., *Theodoxus pallasii* Lindh. Типичные древнеэвксинские дидакны представлены видами *Didacna pontocaspia* Pavl., *D. baericrassa* Pavl., *D. nalivkini* Wess., а также *Monodacna subcolorata* Andrus., *Adacna* sp.

Каких-либо существенных литолого-фациальных и тем более палеонтологических данных, позволяющих как-то расчленивать эту единую древнеэвксинскую толщу песков, нет. Древнеэвксинские пески располагаются на сравнительно низком гипсометрическом уровне, обычно на 20 м ниже уровня моря. В отдельных переуглублениях ложа достигают отметок минус 40-45 м. Условия залегания древнеэвксинских отложений, вскрытых скважинами в низовьях Днепра, отражают, с одной стороны, предшествующий послечаудинский врез до абсолютных отметок минус 45-50 м (в современной гипсометрии), а с другой - ингрессию солоноватоводного бассейна в долину Днепра. Узунларские отложения, отмеченные ранее (Федоров, 1965б) над древнеэвксинскими слоями в районе Свободного порта, в свете новых данных бурения должны интерпретироваться в качестве опресненных карангатских. Вероятно, узунларским отложениям в низовьях Днепра отвечают верхи древнеэвксинских заиленных песков. Отсутствие эвригалинных средиземноморских форм в этих слоях может быть связано с местным опреснением, определявшимся близостью

²Пресноводные моллюски определялись А.Л. Чепальгой.

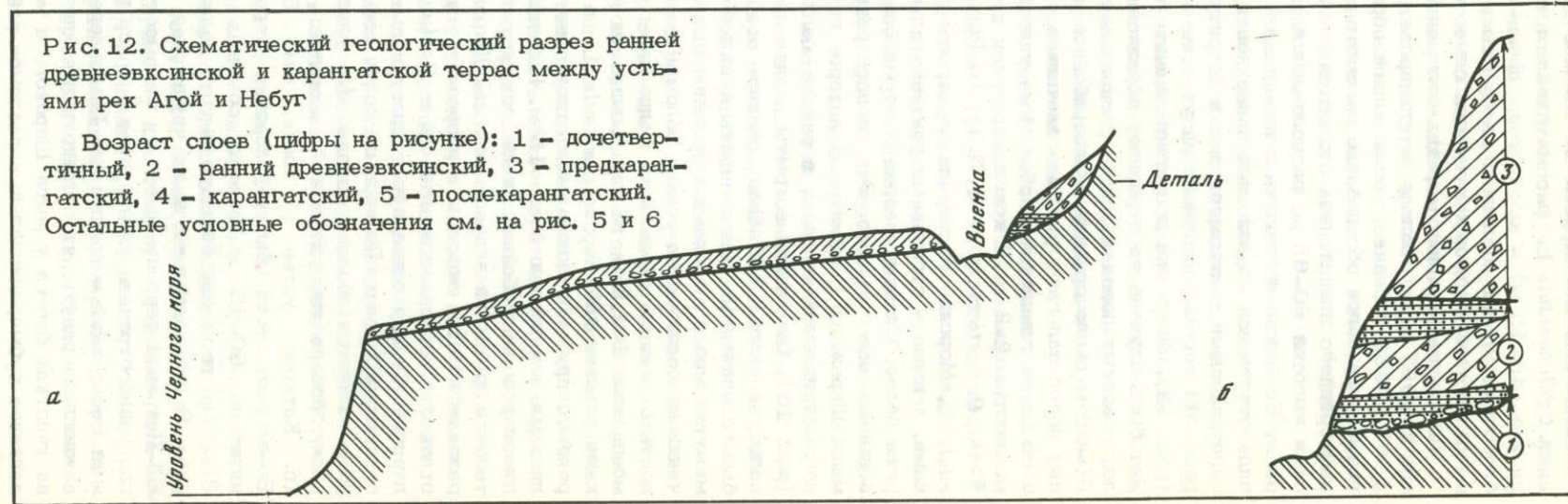
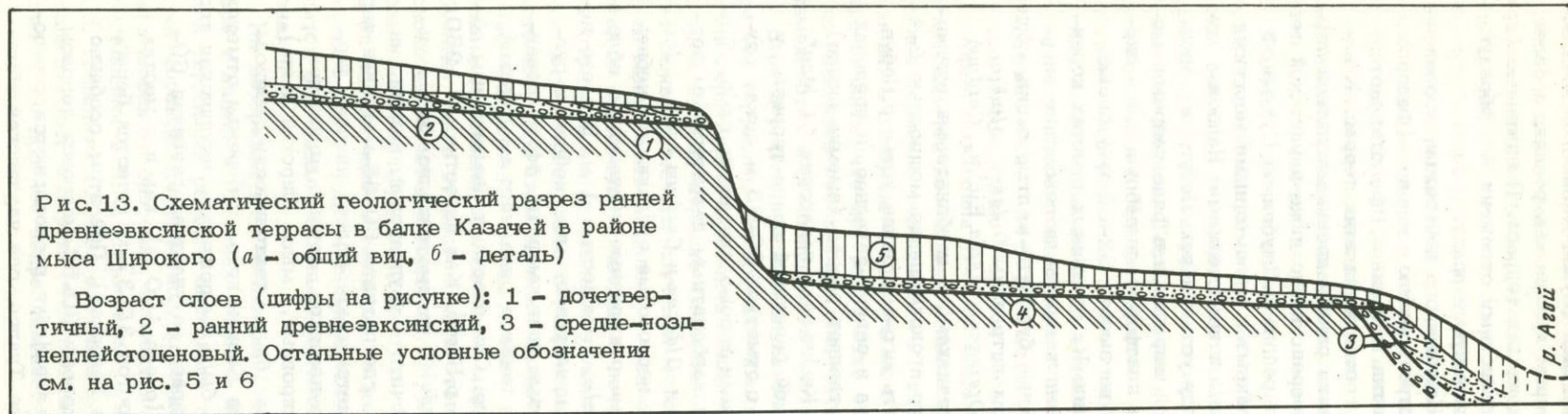
устья Днепра. Присутствие большинства солоноватоводных древнеэвксинских моллюсков в рассматриваемых отложениях вплоть до района с. Новой Збурьевки (южнее пос. Голая Пристань) указывает на существование здесь солевого режима, характерного для приустьевой части моря. Следовательно, береговая линия этого моря располагалась значительно дальше в сторону суши, чем те отложения, которые сейчас пройдены скважинами. Иначе говоря, положение кровли древнеэвксинских отложений (и аналогов узунларских слоев) на отметках минус 20–25 м еще не является доказательством низкого уровня моря того времени, поскольку осадки отлагались на его дне. Не исключено, что выклинивание рассматриваемых отложений в сторону суши (древняя береговая линия) располагается не ниже современного уровня моря, а несколько выше его. Об этом говорит наличие древнеэвксинских солоноватоводных и пресноводных отложений, развитых на 3–5 м выше уровня оз. Ялпуг у с. Озерного (слои бабеля) и в районе Одессы (карьеры бывшего кирпичного завода у с. Большевик). А эти участки в тектоническом отношении сходны с районами низовий Днепра. Таким образом, буровые данные по древнеэвксинским отложениям низовий Днепра уточняют представления о распространении моря в Северном Причерноморье и его гидрологическом режиме, но они, как и материалы по Колхиде, не дают ничего нового для общих представлений о стратиграфии среднего плейстоцена и плейстоцена в целом.

Кавказское побережье. На побережье Кавказа в последние годы появилась масса новых разрезов в связи с дорожным и другим строительством. Некоторые сообщения уже делались (Федоров, 1967, 1969). Однако здесь представляется необходимым изложить весь материал, так как он позволит, с одной стороны, разобраться в деталях стратиграфии морского среднего плейстоцена, а с другой – оценить их в свете общих данных по всему бассейну. Надо сказать, что при разработке стратиграфии плейстоценовых отложений морских бассейнов необходимо опираться как на данные бурения в приморских низменностях или мелководных частях акваторий, где имеет место нормальная стратиграфическая последовательность слоев, так и на материалы по прибрежным террасам, образующим нисходящую лестницу, где обычно более низкое гипсометрическое положение занимает более молодая терраса. При этом отдельные детали, нередко имеющие общее стратиграфическое значение, отчетливо выявляемые при изучении морских террас, бывают неразличимы или вовсе не могут быть выделены в разрезе, пройденном скважиной. Наконец, некоторые достаточно отчетливые детали, которые выделяются на побережье, могут отражать чисто местные условия, связанные либо с особенностями тектонического режима, либо с гидрологическими условиями самого бассейна. Естественно, что этим деталям нельзя придавать общее стратиграфическое значение. Объективное и тщательное в биостратиграфическом и в геоморфологическом отношении исследование морских террас дает основание выделять как крупные, так и второстепенные этапы геологического развития морей, часто ускользающие от наблюдателя, изучающего колонки донных осадков или керновые материалы бурения на суше. Эти замечания необходимо было сделать перед изложением материалов по морским террасам Кавказского побережья Черного моря, где (особенно после появления новых разрезов) представляется возможным детально расчленить отложения именно среднего плейстоцена.

На побережье от Геленджика (точнее от устья р. Джанхот) до устья р. Кодори и далее, в пределах Абхазии и Аджарии, между чаудинской и карангатской террасами развито несколько террас с каспийской и обедненной средиземноморской малакофауной, которые, согласно с общей стратиграфией всего Черноморского бассейна, относятся к среднему плейстоцену. Среди них А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым (1938), а также А. Г. Эберзиным (1940) и В. И. Грозовым (1948) выделялись древнеэвксинская и узунларская террасы. Позднее здесь автором (Федоров, 1961, 1963, 1967 и др.) было предложено более дробное подразделение.

Самая высокая терраса 60–65 м с каспийской фауной моллюсков и редкими *Cardium edule* L. рассматривалась автором прежде как ранняя, а более низкая (40–45 м) – как поздняя древнеэвксинская терраса. Пониженные (прибровочные) части последней перекрыты узунларскими отложениями, образующими местами геоморфологически самостоятельную террасу.

Детальное изучение морских отложений Кавказского побережья, проведенное в 1967 г., позволило детализировать стратиграфию террас (Федоров, 1967, 1969). Сейчас, после полной обработки материала, представляется возможным более обоснованно рассмотреть соотношения этих террас. К низам среднего плейстоцена относятся отложения ранней древнеэвксинской террасы высотой 60–65 м, расположенной непосредственно ниже чаудинской террасы. Ее можно наблюдать с перерывами от района с.Джубги до Сухуми в виде отчетливой абразионной поверхности, покрытой маломощными морскими галечниковыми конгломератами и детритусовыми известняками. Наиболее хорошо эта терраса выражена на участке между устьями рек Небуг и Агой (рис. 12). Здесь она достигает значительной ширины, и в ряде разрезов может быть изучено ее строение. Абразионная платформа, выработанная в дислоцированных породах флиша, располагается на высоте 52–55 м у бровки и 60–65 м около древней волноприбойной линии. На срезанных пластах коренных пород залегают рыхлые галечниковые конгломераты, переходящие вверх в слоистые глинистые карбонатные уплотненные буровато-желтые пески, общей мощностью 2–3 м. В конгломератах и песках встречены *Didacna naliivkini* Wass., *D. baericrassa* Pavl., *D. pallasi* Prav., *Dreissena caspia* Eichw., *Cardium edule* L. Морские отложения перекрыты галечниками и карбонатными суглинками, а выше – суглинками континентального происхождения мощностью 2–4 м, реже более. Сходный разрез можно наблюдать юго-восточнее устья р.Небуг, в выемке нового шоссе. Эта терраса развита и северо-западнее, в пределах мыса Широкого. Несомненный интерес представляет разрез (выемка шоссе) рассматриваемой террасы, в районе балки Казачьей и санатория "1 Мая" (рис. 13). Отложения вскрыты вблизи древней береговой линии террасы у подножья склона. На абрадированном цоколе с отметкой 60–63 м лежат грубые галечниковые конгломераты с включениями хорошо окатанных глыб. Промежутки между гальками заполнены рыхлым карбонатным детритусовым песчаником, содержащим редкие обломки раковин *Didacna* и *Cardium edule*. Мощность отложений около 1 м. Выше залегают неслоистые суглинки со щебнем, мощностью 1–1,5 м, на них рыхлые слоистые ракушечные песчаники с обломками раковин *Didacna*, *Cardium edule* L. и *Helix*, мощностью 1 м. Все это перекрыто грубыми склоновыми отложениями, представленными щебнем и суглинками, мощностью более 15 м. Галечниковые конгломераты, сформировавшиеся у волноприбойной линии, вскрываются также в ряде мест на широкой террасе, развитой в пределах мыса Широкого. Они отвечают аналогичным образованиям этой террасы в разрезе у устья р.Небуг. Как известно, до 1960 г. отложения, содержащие *Didacna* и *Cardium edule*, рассматривались как узунларские. Однако описанную террасу нельзя считать узунларской, исходя из следующих данных. Во-первых, почти всюду, где развита 60–65-метровая терраса, имеется более молодая (и гипсометрически более низкая) терраса, содержащая типичный комплекс узунларской фауны моллюсков (с. Катково, устье р. Шахе, мыс Бескровный, мыс Широкий и др.). Во-вторых, если бы узунларская терраса была тектонически приподнята на 60–65 м вместо обычных для Кавказского побережья отметок 35–37 м, то на еще большую высоту должна была бы подняться чаудинская терраса. В действительности же чаудинская терраса на участках развития 60–65-метровой террасы имеет ту же высоту (около 100 м), как и в местах, где распространена узунларская терраса высотой 35–37 м (участок берега мыс Бескровный – долины рек Гезельдере и Дедеркой). При этом особенно важно подчеркнуть, что стратотипические разрезы 60–65-метровой террасы на участках берега у мыса Широкого и устья р.Небуг располагаются северо-западнее субмеридиональных разломов района Туапсе, где чаудинская абра-



зионная терраса снижается в сторону долины р. Пшады и в районе мыса Идукопас достигает уже 50–55 м. Учитывая тектонику Северо-Западного Кавказа, можно ожидать, что не только чаудинская, но и самая ранняя древнеэвксинская терраса может быть менее приподнята. Таким образом, исходя из биостратиграфических и общих геологических данных, надо признать, что терраса высотой 60–65 м, широко развитая на Кавказском побережье, является значительно более древней, чем узунларская терраса в общепринятом понимании. За этой террасой следует сохранить предложенное автором название ранней древнеэвксинской. Наличие *Cardium edule* в ее отложениях указывает на существование в то время двусторонней связи Черного и Средиземного морей, что, в свою очередь, позволяет предполагать относительную близость уровней этих бассейнов, имевшую место, вероятно, в фазу трансгрессии Средиземного моря.

Чрезвычайно большой интерес представляет выдержанность по высоте этой террасы на значительном протяжении Кавказского побережья от с. Джубги до Сухуми, исключая участки локальных поднятий. Учитывая, что на большей части побережья Туапсе – Сухуми чаудинская терраса также располагается на уровне около 100 м (95 – 105 м), кроме района Сочи и горы Ахун³, представляется возможным вновь отметить поразительную равномерность поднятия прибрежной полосы Западного Кавказа. Автор далек от мысли стратифицировать морские террасы по их высоте, однако в свете приведенных данных есть все основания полагать, что отчетливая абразионная терраса, высотой около 60 м, развитая почти на всем Кавказском побережье, всюду является ранней древнеэвксинской, хотя надежные палеонтологические данные имеются только для его северо-западной части.

Более молодой на Кавказском побережье является терраса высотой 48–50 м (отметка береговой линии). Эта терраса имеет ограниченное распространение. Она геоморфологически выражена и палеонтологически обособена юго-восточнее Туапсе (ж.-д. станции Магри и Макопсе). В 1957–1958 гг. терраса была изучена автором между устьями рек Аше и Макопсе. Первоначально она рассматривалась как приподнятая узунларская (Федоров, Гейтнер, 1959), а позднее как несколько опущенная ранняя древнеэвксинская (Федоров, 1963, с. 63, фиг. 44, 45). После исследований 1967 г. эта терраса была выделена как палеоузунларская. Она располагается гипсометрически несколько ниже ранней древнеэвксинской, отделяясь от нее уступом незначительной высоты. Обычно цоколь коренных пород располагается на высотах от 48–50 м (вблизи древней береговой линии) до 38–40 м (у бровки). Строение террасы можно наблюдать в выемках нового шоссе на участке берега у ж.-д. станции Магри и Макопсе (рис. 14). Здесь, на абрадированных породах флиша, залегают грубые галечники, сменяющиеся выше слоистыми галечниковыми и гравийными конгломератами с пропластками рыхлых детритусовых песчаников желто-бурого, реже охристого-бурого цвета. В этих отложениях встречены *Cardium edule* L., *Chione gallina* L. и обломки *Paphia*, вероятно, *P. senescens*. В 1958 г. здесь же были найдены обломки раковин *Didacna*, не определимые до вида, которые находятся во вторичном залегании. Приведенная фауна моллюсков существенно отличается от фауны из расположенной выше ранней древнеэвксинской террасы. Преобладание средиземноморских элементов, в том числе и *Paphia*, указывает на дальнейшее осолонение бассейна и, вероятно, исчезновение каспийской фауны из прибрежных мелководий, обитавшей здесь в предшествовавший ранний древнеэвксинский этап. Это осолонение, связанное с увеличением притока средиземноморских вод, вероятно, сопровождалось некоторым повышением уровня Черного моря. Наличие весьма незначительного по высоте уступа (2–3 м), отделяющего раннюю древнеэвксинскую террасу

³ Полевые наблюдения, проводившиеся автором в 1973 г. на Кавказском побережье, показали, что выровненные поверхности, расположенные на высотах 120–200 м (участки берега вблизи устья рек Аше, Шахе и др.), не несут на себе покрова галечников (конгломератов) и не являются морскими террасами.

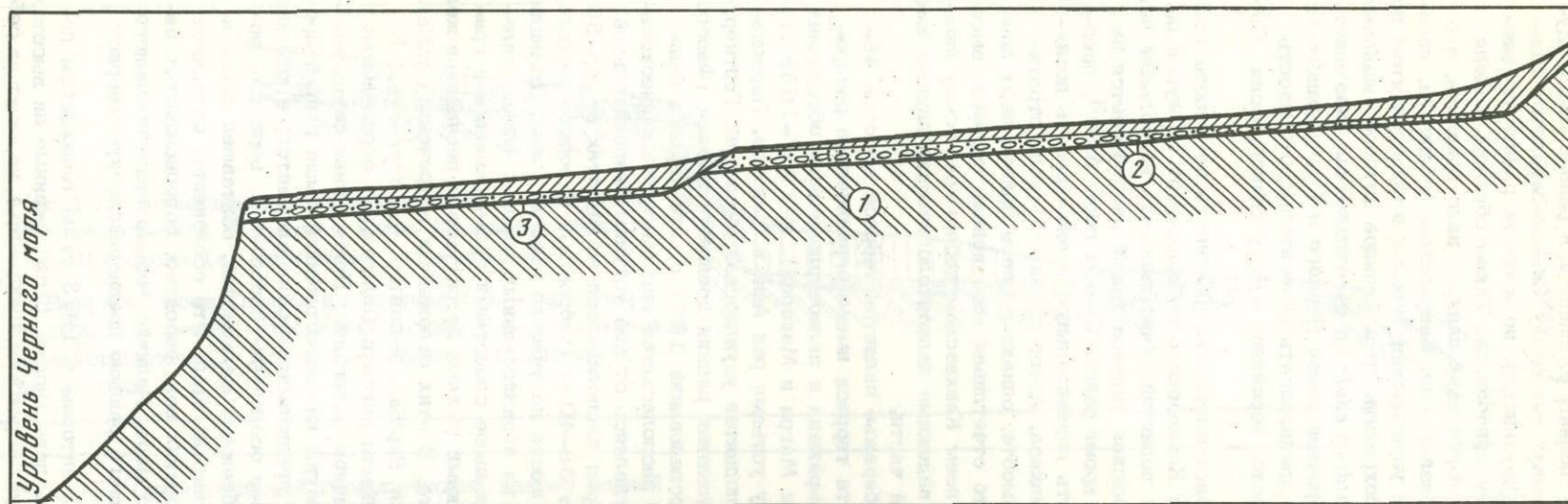


Рис. 14. Соотношение ранней древнеэвксинской и палеоузунларской террас в районе сел Макопсе и Магри

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - дочетвертичный, 2 - ранний древнеэвксинский, 3 - палеоузунларский. Остальные условные обозначения см. на рис. 5 и 6

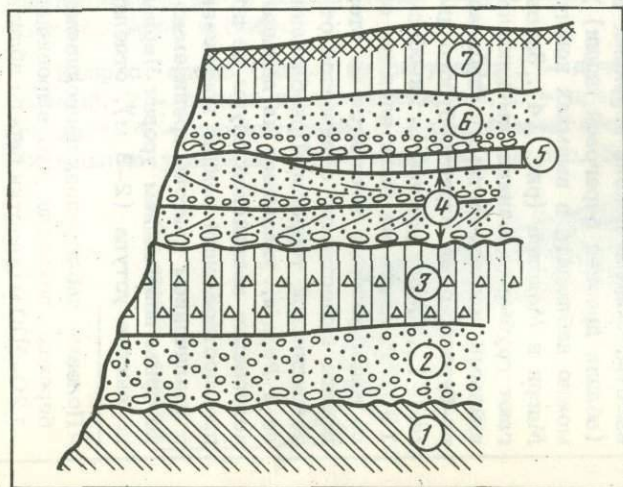


Рис. 15. Разрез узунларской террасы вблизи устья р. Шапсухо

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - дочетвертичный, 2 - ранний древнеэвксинский (?), 3 - среднеплейстоценовый, 4, 5 - древнеэвксинский (поздний), 6 - узунларский, 7 - средне-позднеплейстоценовый. Остальные условные обозначения см. на рис. 5 и 6

от рассматриваемой террасы, а в ряде случаев неясность такого уступа вообще указывают на постепенность перехода от одной фазы развития бассейна к другой. Скорее всего, этот переход не сопровождался сколько-нибудь значительным повышением уровня моря, однако он безусловно был связан с распространением в область Черного моря одной из межледниковых трансгрессий Средиземного моря (палеотирренской?). Локальность палеоузунларской террасы позволяет выделять ее лишь условно, однако соотношение ее с ранней древнеэвксинской, аналогичное соотношению поздней древнеэвксинской и узунларской террас, заставляет видеть здесь общие закономерности. Такие соотношения, вероятно, свидетельствуют о повторяющихся явлениях превращения солонатоводного или слабо соленого бассейна в более осолоненный водоем, где уже частично или полностью исчезала фауна каспийского типа и заменялась обедненной средиземноморской фауной.

Гипсометрически ниже на Кавказском побережье расположены поздняя древнеэвксинская и узунларская террасы. Ряд геологических данных указывает на существование фазы регрессии между формированием ранней древнеэвксинской и палеоузунларской террас, с одной стороны, и поздней древнеэвксинской и узунларской террас — с другой. Эта регрессия предполагалась Г.И. Горецким (1953), отметившим в Западном Приманычье двучленное строение древнеэвксинских отложений. Более отчетливо следы перерыва (регрессии) выражены на Кавказском побережье, где абразионная платформа, к которой приурочены ранняя древнеэвксинская и палеоузунларская террасы, отделена абразионным уступом от более низкой абразионной платформы — поздней древнеэвксинской и узунларской (Федоров, 1961, 1963). Образование такого уступа могло быть связано с регрессией и последующей поздней древнеэвксинской трансгрессией. В ряде мест под поздними древнеэвксинскими и узунларскими отложениями в последние годы вскрыты наземные образования, представленные склоновыми суглинками и щебнем. Несколько северо-западнее устья р. Кужепс на доколе из коренных пород флиша (абсолютной высотой около 27 м) залегают неслоистые суглинки желтовато-серого цвета со щебнем местных пород, мощностью около 3–4 м. Выше лежат слоистые прибрежные галечники и пески (рыхлые конгломераты), образующие поверхность поздней древнеэвксинской террасы. Аналогичные склоновые образования вскрываются у санатория "Жемчужина Кавказа", где на них залегают поздние древнеэвксинские отложения, местами подстилаемые детритусовыми известняками и конгломератами, содержащими *Balanus* и редкие *Didacna*. Наземные образования располагаются здесь почти на том же уровне, что и в предшествующем разрезе — от 28 до 33 м. Вблизи долины р. Шапсухо наземные суглинки со щебнем подстилают узунларские морские отложения.

В новом разрезе, появившемся при дорожных работах в 1973 г. между устьями рек Секуа и Шапсухо и расположенном вблизи известного разреза "121 км Новороссийского шоссе", наблюдается следующая последовательность отложения (рис. 15).

На абрадированном доколе коренных пород лежат:

	Мощность, м
1. Галечники грубые, слоистые с прослоями песков охристо-бурого и черного цветов	2–2,6
2. Суглинки уплотненные с прослоями щебня	2–3
3. На размытой поверхности слоя 2 лежат слоистые и косо-слоистые галечники и пески с крупной галькой и окатанными глыбами в базальном слое. Они содержат раковины <i>Didacna naliivkini</i> Wass., <i>D. pontocaspia</i> Pavl., <i>Dreissena caspia</i> Eichw.	4–5
4. Суглинки неслоистые	0,1–0,3
5. Со следами небольшого размыва на слое 4 залегают грубые галечники и пески с ракушей <i>Cardium edule</i> L. и <i>Didacna</i> , аналогичные содержащимся в слое 3	1,5–2
6. Покровные супеси	2

Характерно, что древнеэвксинские пески слоя 3 окрашены в светло-желтые и сероватые цвета, тогда как узунларские пески слоя 5 имеют более яркую, темно-желтую (охристо-желтую) окраску. В ряде случаев древнеэвксинские и наземные отложения были полностью размыты узунларской трансгрессией и узунларские осадки ложатся непосредственно на абрадированные коренные породы флиша.

Отметим, что континентальные (склоновые) образования, обнаруженные в ряде мест под поздними древнеэвксинскими отложениями и слоями с *Balanus*, подтверждают существование фазы регрессии после образования ранней древнеэвксинской и палеоузунларской террас. Какова была глубина этой регрессии? Разница в отметках доколы палеоузунларской террасы или сниженной части ранней древнеэвксинской террасы у бровки (38–40 м) и подошвы континентальных образований (25–27 м) составляет 12–13 м. Очевидно, что последние могли формироваться только выше уровня моря.

Наблюдения за современными процессами смыва материала со склонов во время сильных дождей показали, что мелкозем со щебнем в результате продолжительного и сильного дождя выносятся к самому морю и покрывает пляж вплоть до самого уреза воды, достигая нередко мощности более 1 м, а в эрозионных врезках, открывающихся к морю, и более 2 м. При последующем шторме или просто волнении эти пролювиально-делювиальные накопления не всегда размываются, а нередко захороняются под морскими прибрежными отложениями. Аналогичные явления отражены и в рассмотренных выше разрезах. Присутствие наземных образований между морскими слоями надо рассматривать как свидетельство регрессивных фаз бассейна. Однако далеко не всегда подобные вторжения пролювиальных отложений можно связывать с существенными регрессиями, имеющими определенное стратиграфическое значение. Только в сочетании с другими геологическими данными явления вторжения могут приниматься в расчет при стратиграфических построениях. Суглинки со щебнем, залегающие под слоями с *Balanus* и поздними древнеэвксинскими отложениями, связаны с регрессией.

Поздняя древнеэвксинская и узунларская террасы отчетливо выражены почти на всем Кавказском побережье, и отложения их в большинстве случаев палеонтологически хорошо обоснованы. Они представляют собой надежный стратиграфический репер для всей Черноморской области. Детальное описание этих террас уже делалось (Федоров, 1963, 1967, 1969). Тем не менее данные, полученные в результате изучения как старых, так и новых разрезов, заставляют остановиться на некоторых наиболее важных из них. При этом главными представляются два вопроса. Во-первых, соотношение поздней древнеэвксинской и узунларской террас, и, во-вторых, их стратиграфическое положение в системе морских террас Кавказского побережья.

Интересным участком является берег в районе устья р. Пшады, у с. Криница. Здесь развита терраса, выделяемая всеми геологами, в том числе и автором, как древнеэвксинская (Федоров, 1963). Отложения ее покрывают абразионную поверхность, срезающую дислоцированные породы флиша на уровне от 33 у бровки до 44 м у древней береговой линии (рис. 16). На базальных грубых галечниковых конгломератах залегают косослоистые, рыхлые, детритусовые, карбонатные песчаники с прослоями галечниковых конгломератов. Выше лежат грубые, рыхлые галечниковые конгломераты. Общая мощность отложений около 3–4 м, цвет их серовато-желтый. В базальных конгломератах и детритусовых песчаниках встречаются раковины *Didacna naliukini* Wass., *D. aff. pseudocrassa* Pavl., *D. subpyramidata* Prav., *Dressena polymorpha* Pall., *Theodoxus pallasii* Lindh., *Clessioniola* sp., *Balanus*. Ближе к бровке террасы, на более пониженных ее участках, на высоте 35–37 м эти отложения перекрыты узунларскими галечниковыми конгломератами с прослоями ракушечно-детрита и раковинами *Cardium edule* L. Обычно эти конгломераты образуют более низкую террасу, отделенную от древнеэвксинской уступом в 3–5 м. Нередко этот уступ сглажен и геоморфологически обе террасы плохо отде-

Рис. 16. Соотношение поздней древнеэвксинской и узунларской террас юго-восточнее устья р. Пшады

Возраст террас (цифры на рисунке): I - поздний древнеэвксинский, II - узунларский. Остальные условные обозначения см. на рис. 5 и 6

Уровень Черного моря

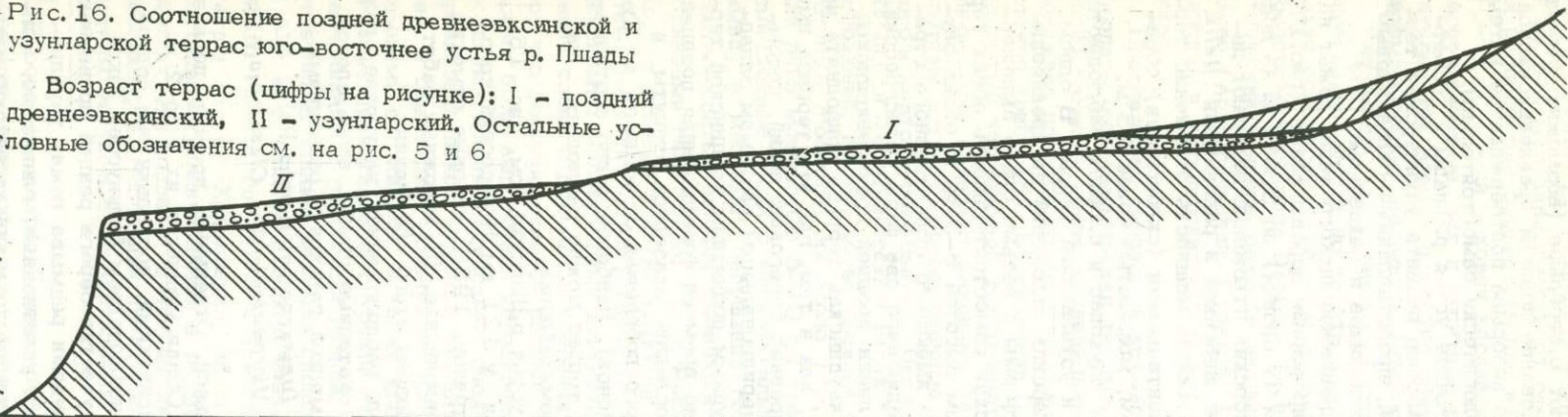
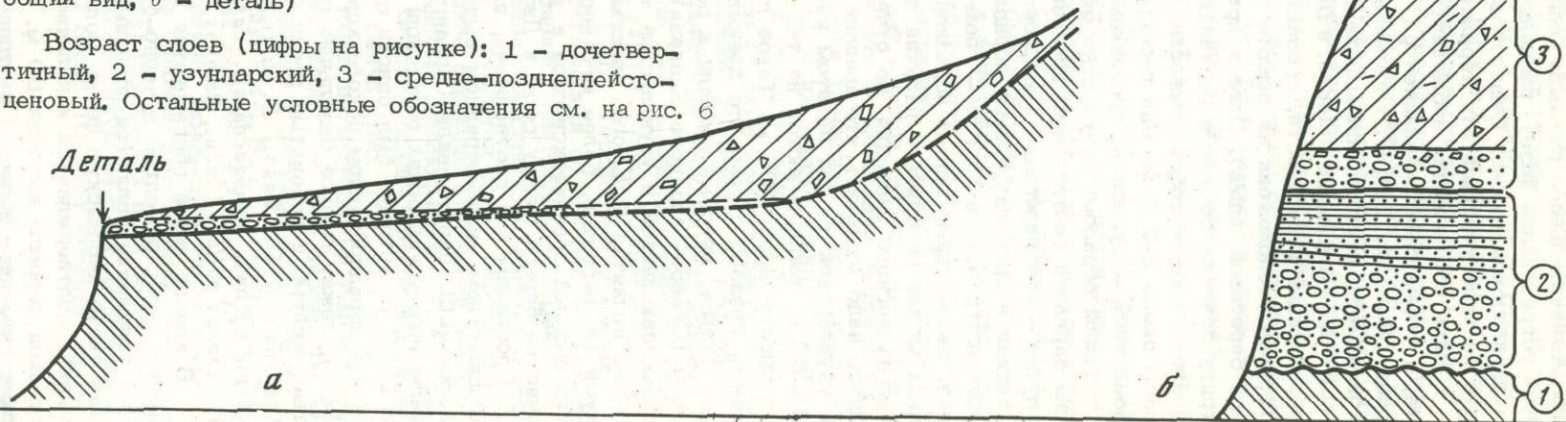


Рис. 17. Схематический геологический разрез узунларской террасы северо-западнее устья р. Пшады (а - общий вид, б - деталь)

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - дочетвертичный, 2 - узунларский, 3 - средне-позднеплейстоценовый. Остальные условные обозначения см. на рис. 6

Уровень Черного моря



ляются друг от друга. Однако условия залегания узунларских отложений и следы незначительного размыва свидетельствуют о перерыве (возможно, небольшой регрессивной фазе), разделяющем образование поздней древнеэвксинской и узунларской террас. Существование такого перерыва подтверждается и тем, что на ряде участков эти террасы геоморфологически самостоятельны.

Такое соотношение наблюдается юго-восточнее устья р. Пшады у с. Бетта, а также северо-западнее р. Пшады, где хорошо развита узунларская терраса (Федоров, 1963). Отложения последней, представленные галечниковыми конгломератами с прослоями карбонатных песчаников и раковинами *Cardium edule* L.; обломками *Didacna* и *Dreissena* древнеэвксинского типа, лежат на абразионной поверхности, срезающей дислоцированные породы флиша (рис. 17). Терраса расположена на высоте от 27–30 м (у бровки) до 35–37 м (у древней береговой линии). Поверх прибрежных морских отложений залегают детритусовые карбонатные песчаники с галькой, щебенкой и раковинами *Helix*, представляющие собой пляжевые накопления. Общая мощность отложений террасы около 2–2,5 м. Они перекрыты континентальными (склоновыми) образованиями – супесями, суглинками со щебнем, мощностью более 2,5 м.

Таким образом, на участке между мысом Идукопас и с. Бетта наблюдаются два варианта соотношений древнеэвксинской и узунларской террас. В одном случае – это налегание (прислонение) узунларских отложений на древнеэвксинские в пределах единой абразионной платформы с весьма слабо выраженным уступом, а в другом – геоморфологическая самостоятельность обеих террас, разделенных ясным абразионным уступом высотой 3–5 м. В обоих случаях можно говорить о наличии перерыва, не имеющего существенного стратиграфического значения, но отчетливо разделяющего две фазы трансгрессии. Здесь надо отметить, что древние береговые линии поздней древнеэвксинской и узунларской террас на этом участке, где чаудинская терраса приподнята на 55–60 м, располагаются на тех же уровнях, как и там, где эта терраса имеет высоту около 100 м. Такое положение древних береговых линий, несомненно, связано с тем, что движения по субмеридиональным разломам западнее Туапсе, которые привели к разноамплитудным поднятиям чаудинской террасы (Северо-Западного Кавказа), затухли ко времени формирования поздней древнеэвксинской и узунларской террас, и последние оказались втянуты в общее поднятие большого участка Кавказского побережья от р. Пшады до Сухуми (и, вероятно, более юго-восточных районов). Наиболее полно соотношение поздней древнеэвксинской и узунларской террас можно наблюдать на участке берега между селами Джубга – Новомихайловка.

Проследим эти соотношения, начиная от устья р. Шапсухо (см. рис. 15). В известном, рассмотренном выше обнажении у 121 км Новороссийского шоссе Л. Ш. Давиташвили (Архангельский, Страхов, 1938) впервые отметил налегание узунларских отложений на древнеэвксинские. До дорожных работ в 1967 г. автором был описан следующий разрез этого обнажения.

На абрадированном доколе коренных пород, расположенном на уровне около 30 м, лежат грубые базальные галечники и окатанные глыбы, выше слоистые, желтые и сероватые пески с редкой и мелкой галькой и раковинами *Didacna naliukini* Wass., *D. baericrassa* Pavl., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw., *Monodacna aff. caspia* Eichw., *Micromelania* sp., *Clessioniola* sp., *Theodoxus pallasii* Lindh., *Balanus*, *Ninia* sp.

В кровле пески обогащаются крупной галькой. Отдельные прослои песков имеют охристо-желтый и черно-бурый цвет. Общая мощность их – до 2 м. Эти отложения являются поздними древнеэвксинскими, поскольку они содержат чисто каспийскую фауну моллюсков, за исключением баянусов. Такое мнение подтверждается и наличием на этом участке берега ранней древнеэвксинской террасы высотой 60 м. Выше со следами размыва лежат узунларские галечники и пески, в отдельных прослоях уплотненные, глинистые, желтые, общей мощностью 3 м. Они содержат, помимо раковин каспийских моллюсков *Didacna naliukini* Wass., *D. baericrassa* Prav., *Dreissena caspia* Eichw.,

эвригалинные представители средиземноморской фауны — *Cardium edule* L., *Mastra corallina* L. Мощность узунларских отложений здесь изменяется от 2–3 до 5–6 м в зависимости от степени размыва подстилающих пород. Подошва их расположена соответственно на высоте 32 м, а кровля — около отметки 35–37 м. Среди раковин каспийских *Didacna* имеются как окатанные и явно перетолщенные, так и инситные раковины, свидетельствующие о том, что в узунларское время совместно обитали солоноватоводные и эвригалинные средиземноморские моллюски. Присутствие среди последних *Mastra corallina* указывает на то, что соленость бассейна на участках, удаленных от местных зон опреснения, могла достигать 13–15‰ и, возможно, более. Как известно, такая соленость, судя по современному Каспию, не является летальной для представителей рода *Didacna* Eichwald. Такие соотношения рассматриваемых отложений в новом разрезе аналогичны тому, что было отмечено здесь же ранее (Архангельский, Страхов, 1938), а именно: тесная связь древнеэвксинских и узунларских слоев и приуроченность их к одной абразионной платформе.

Прослеживая террасы к юго-востоку (в сторону устья р. Секуа), можно наблюдать, как узунларская терраса выклинивается (срезается позднейшей абразией), уступая место поздней древнеэвксинской. Далее на ряде участков хорошо обнажена поздняя древнеэвксинская терраса. Строение самой террасы довольно сложно (рис. 18). В основании залегают грубые галечники и окатанные глыбы, покрытые карбонатной темно-желтой коркой, а заполняющие промежутки между ними пески содержат раковины *Balanus*. Выше развиты слоистые, довольно плотные детритусово-ракушечные глинистые песчаники с галькой охристо-желтого и желто-бурого цветов. Песчаники содержат прослой гальки и раковины *Balanus* и *Dreissena caspia* Eichw.⁴ Они залегают в основании террасовых отложений, вплоть до ее древней береговой линии (подножья более высокого уступа). Мощность их около 1 м, реже 2–3 м. В их верхах в виде прослой или линз мощностью 5–10 см прослеживаются черновато-бурые глинистые уплотненные пески с мелкой галькой. Выше со следами незначительного размыва, а местами совершенно согласно залегают галечники с прослоями светло-желтых песков, сменяющиеся вверх слоистыми песками с прослоями и линзами галечников, общей мощностью около 2–3 м. Здесь встречено множество раковин *Didacna naliivkini* Wass., *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav., *Dreissena caspia* Eichw., *Dr. polymorpha* Pall. Террасовые отложения перекрыты маломощными континентальными суглинками со щебнем. Распространение слоев с *Balanus* в пределах всей абразионной платформы указывает на то, что формирование ее связано с первой фазой трансгрессии. Именно в это время была выработана абразионная терраса, перекрытая затем собственно поздними древнеэвксинскими слоями. Двучленное строение отложений поздней древнеэвксинской террасы, аналогичное описанному, наблюдается юго-восточнее, у санатория "Жемчужина Кавказа", где морские осадки подстилаются наземными суглинками, а также вблизи устья р. Секуа (рис. 19), где слои с *Balanus* представлены грубыми галечниками, выше детритусовыми глинистыми песчаниками с прослоями гальки. Мощность их около 1 м. Они перекрыты без отчетливых следов размыва слоистыми галечниками и песками мощностью 1,5–2 м с *Didacna naliivkini* Wass., *D. aff. pallasii* Prav., *D. aff. baericrassa* Pavl., *D. aff. ebersini borisphenica* Newessk., *Monodacna subcolorata* Andrus., *Dreissena caspia* Eichw. Характерно здесь, что раковины моллюсков снизу вверх постепенно увеличиваются в размерах. Покров склоновых отложений, перекрывающих эту позднюю древнеэвксинскую террасу, спускается и на более низкую поверхность. Последняя представляет собой абразионную террасу, отделенную четким уступом с относительным понижением около 10 м от поздней древ-

⁴ В соседнем разрезе, около санатория "Жемчужина Кавказа", эти отложения содержат также обломки и отпечатки раковин *Didacna*, близкие к древнеэвксинским.

Рис. 18

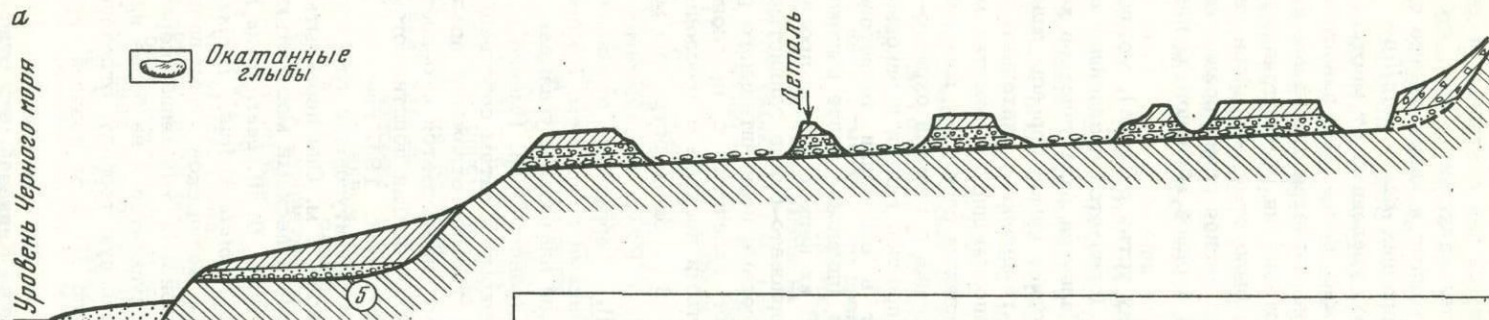


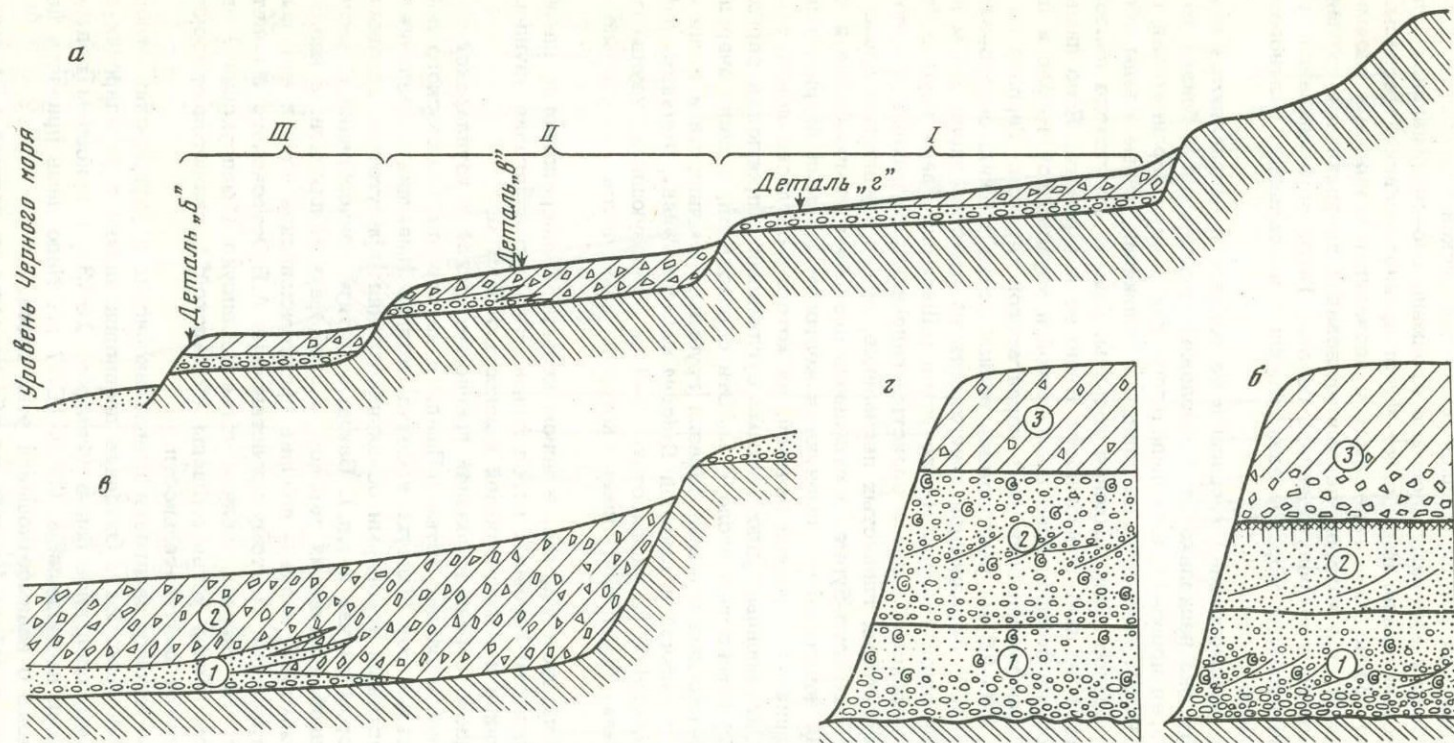
Рис. 18. Схематический геологический разрез древнеэвксинской и карангатской террас северо-западнее устья р. Секуа (а - общий вид, б - деталь)

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - дочетвертичный, 2 - слои с *Balanus*, 3 - древнеэвксинский, 4 - позднечетвертичный, 5 - карангатский. Остальные условные обозначения см. на рис. 5 и 6

Рис. 19. Схематический геологический разрез террас вблизи устья р. Секуа (а - общий вид, б, в, г - детали I, II и III террас соответственно)

Возраст террас и слоев (римские и арабские цифры на рисунке): I - древнеэвксинская терраса (1 - слои с *Balanus*, 2 - древнеэвксинский, 3 - позднелейстоценовый); II - терраса проблематического возраста (1 - раннекарангатский(?), 2 - позднелейстоценовый); III - карангатская терраса (1 и 2 - карангатский, 3 - позднелейстоценовый). Остальные условные обозначения см. на рис. 5 и 6

Рис. 19



неэвксинской. Высота цоколя этой террасы изменяется от 25–27 м у древней береговой линии до 20–19 м около бровки. На абрадированной поверхности пород флиша здесь лежат галечниковые конгломераты и гравелиты с прослоями рыхлых песчаников охристо-бурого и черно-бурого цветов. Мощность их от 0,1–0,2 м у подножья уступа поздней древнеэвксинской террасы до 1,5–2 м около бровки. Сверху залегают слоистые пролювиально-делювиальные суглинки со щебнем, которые плавно нивелируют уступ древнеэвксинской террасы. При этом любопытно соотношение галечников и песчаников с нижними слоями покровных отложений, при котором первые линзовидно внедряются в суглинки со щебнем и утоняются в сторону древнего берега. Такое переслаивание свидетельствует о чередовании морской аккумуляции с накоплением склонового материала, сносимого с суши.

Образование рассмотренной террасы и ее возраст представляются неясными. По своей высоте она несколько ниже (моложе) узунларской и близка той поверхности, которая первоначально выделялась как ранняя карангатская терраса (Федоров, 1963). Несмотря на характер отложений, явные следы абразии указывают на морское происхождение террасы. Однако отсутствие палеонтологических остатков не дает возможности точно ее датировать. Ясно лишь, что терраса эта моложе поздней древнеэвксинской и узунларской террас и древнее расположенной гипсометрически ниже карангатской террасы. Терраса на аналогичном уровне (20–25 м) расположена вблизи устья р.Бжид, северо-западнее с.Джубги (рис. 20). Абразионная поверхность на отметке около 20 м имеется вблизи узунларской террасы, около устья р.Шапсухо. Здесь грубые базальные галечники переходят выше в слоистые галечниковые рыхлые конгломераты с прослоями детритовых глинистых песчаников, общей мощностью около 2 м. Они окрашены в охристо-бурые, а отдельные прослой в темно-бурые и черные цвета. В верхах конгломераты сменяются желтовато-серыми детритусовыми песками и суглинками с редкой галькой, на которых согласно лежат склоновые отложения, представленные уплотненными суглинками с прослоями серых алевроитов и щебня, мощностью около 4 м. Эти образования, в свою очередь, перекрыты с отчетливыми следами абразии грубыми галечниками и выше слоистыми песками с галькой и ракушкой *Didacna naliivkini* Wass., *Dreissena polymorpha* Pall., *Cardium edule* L. мощностью 3–4 м, образующими узунларскую террасу, древняя береговая линия которой намечается на уровне около 35–37 м.

В 1973 г. на этом участке, в новом карьере, непосредственно на абрадированной поверхности коренных пород флиша отмечено залегание узунларских песков, галечников и ракушки, общей мощностью до 5 м.

Таким образом, строение поздней древнеэвксинской и узунларской террас и их соотношение в районе устья р.Пшады и на отрезке Кавказского побережья между устьями рек Шапсухо и Секуа сходны. Имеющиеся различия связаны с чисто местными условиями осадконакопления (присутствие склоновых суглинков во втором случае и т.п.). Важно отметить единообразие в последовательности осадков, слагающих террасу, и смен фаун моллюсков: в низах – отложения с баянусами, выше – поздние древнеэвксинские слои и еще выше – узунларские отложения. Поэтому представления А.Б.Островского с соавторами (1975) о том, что терраса вблизи устья р.Шапсухо ("шапсукская") якобы древнее террасы вблизи устья р.Пшады ("пшадской"), являются ошибочными и не соответствуют действительности.

Рассмотрим условия залегания древнеэвксинских и узунларских отложений в районе Сухуми (рис. 21). Описание древнеэвксинских и узунларских отложений этого района, сделанное ранее (Федоров, 1963), в основном подтверждается материалами наблюдений в 1966–1967 гг. Надо лишь привести некоторые новые данные о взаимоотношении этих слоев.

Напомню, что в районе Сухуми, по обе стороны от долины р.Гумисты, ближе к горам, развита абразионная терраса, сложенная грубыми галечниковыми конгломератами с прослоями косослоистых красновато-желтых и светло-бурых песчаников, мощностью около 3 м. Терраса имеет высоту около 60 м, и, судя

Рис. 20. Схематический профиль террас северо-западнее пос. Джубги

Возраст террас (цифры на рисунке): I - ранний древнеэвксинский, II - поздний древнеэвксинский, III - узунларский, IV - раннекараггатский (?), V - новочерноморский (?). Остальные условные обозначения см. на рис. 6 и 7

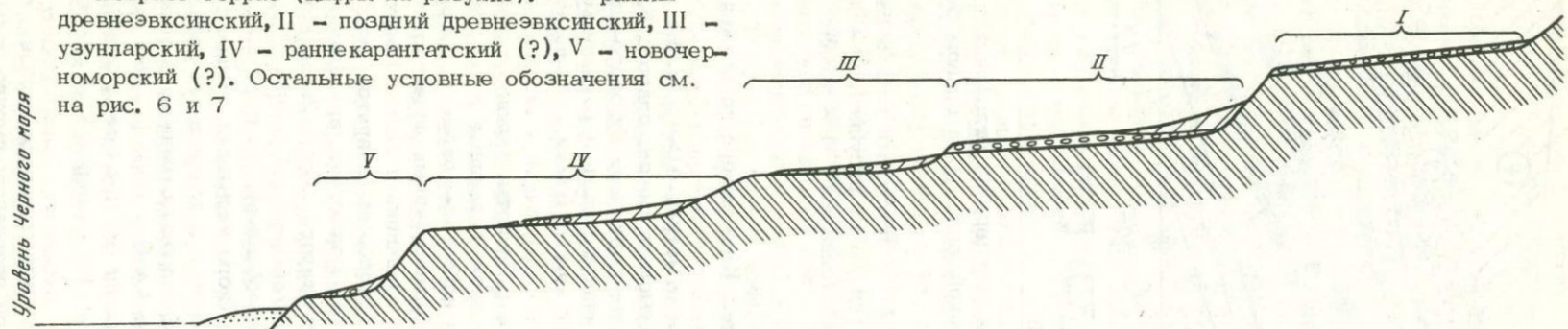
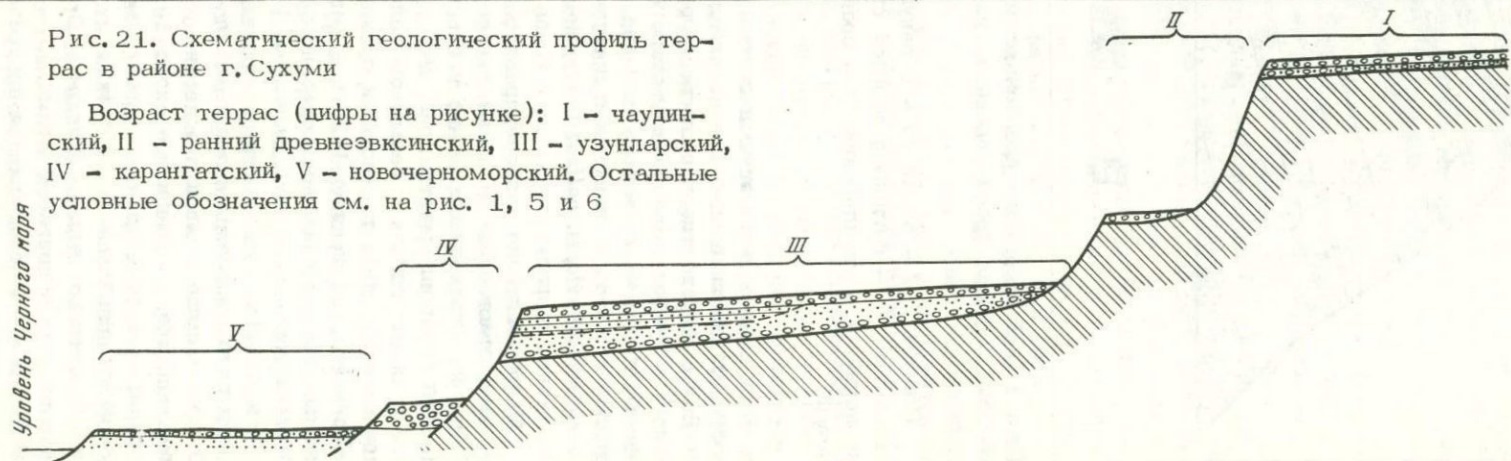


Рис. 21. Схематический геологический профиль террас в районе г. Сухуми

Возраст террас (цифры на рисунке): I - чаудинский, II - ранний древнеэвксинский, III - узунларский, IV - караггатский, V - новочерноморский. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 5 и 6



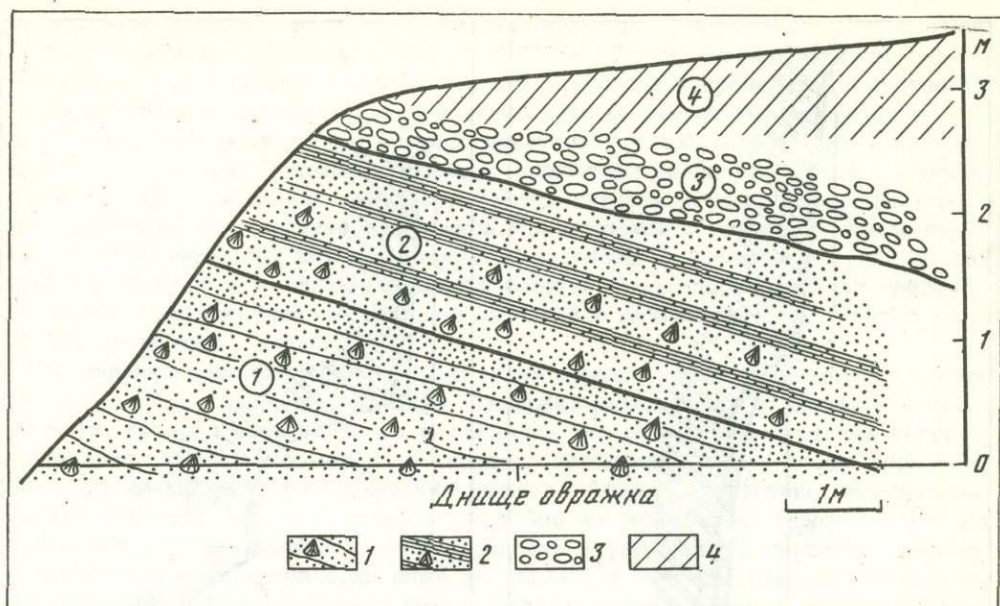


Рис. 22. Соотношение древнеэвксинских и узунларских отложений в разрезе оползшего блока древнеэвксинско-узунларской террасы на правом берегу р.Гумисты

Породы: 1-2 - пески (1 - с ракушей, 2 - с прослоями глин и ракуши), 3 - галечники, 4 - суглинки; возраст слоев (цифры на рисунке): 1 - древнеэвксинский, 2 - узунларский, 3 - среднеплейстоценовый, 4 - позднеплейстоценовый

по ее уровню и положению в системе террас Кавказского побережья, должна соответствовать ранней древнеэвксинской.

Более широко здесь развита терраса на отметках 40-45 м. На правом берегу р.Гумисты (разрезы у старого Сухумского шоссе, правого берега Гумисты, в том числе в овражке) она сложена слоистыми буровато-желтыми и красновато-бурыми песками с прослоями мелкой гальки и раковинами *Didacna baericrassa* Pavl., *D. pallasii* Prav., *Monodacna* sp., *Dreissena polymorpha* Pall. Отложения террасы уходят ниже уреза реки и имеют видимую мощность 3-5 м.

Основываясь на разрезе правого берега р.Гумисты, можно утверждать, что на этих отложениях залегают узунларские слои, связанные с той же террасой. Такие же соотношения можно наблюдать в небольшом овражке, прорезающем правый берег р.Гумисты (рис. 22). На дислоцированных дочетвертичных сланцевых серых глинах с размывом залегают галечники и пески. Кверху они сменяются слоистыми глинистыми песками с прослоями алевроитов буровато-желтого цвета, мощностью 1-2 м, с раковинами моллюсков, аналогичных приведенным выше из древнеэвксинских слоев у старого шоссе. Здесь встречены *Didacna baericrassa* Pavl., *D. pallasii* Prav., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw., из которых последняя преобладает. На них с незначительными следами размыва залегает пласт прочного песчаника, мощностью менее 0,1 м, а выше - слоистые пески, чередующиеся с глинистыми песками и алевроитами, общей мощностью около 1-1,5 м. Породы окрашены в темно-желтые и охристо-желтые тона, содержат раковины *Cardium edule* L., *Abra ovata* Phil., которые преобладают, а также *Mytilaster lineatus* Gmel., *Scrobicularia* sp., обломки и ядра *Didacna* и *Dreissena*. Пески перекрыты аллювиальными галечниковыми конгломератами.

Все описанные отложения приурочены к блоку древнего оползня, опрокинутого к террасе высотой 40 м, от которой он оторвался; именно этим и объяс-

няется падение слоев в сторону от реки. Оба эти слоя связаны с одной абразионной поверхностью, что аналогично тому соотношению их, которое имеется в разрезе 121 км Новороссийского шоссе, около устья р. Шапсухо.

Таким образом, связь древнеэвксинских (поздних) и узунларских отложений с одной абразионной террасой при наличии следов перерыва между ними является столь же характерной для Кавказского побережья, как и наличие двух самостоятельных террас — поздней древнеэвксинской и узунларской. Вопрос о возрасте отложений, содержащих обедненную средиземноморскую фауну, который в свое время был дискуссионным, уже решен в пользу узунларского, а не карангатского (Федоров, 1963). Однако попытки А.Б.Островского (Островский и др., 1975) рассматривать все отложения, охарактеризованные такой фауной, в качестве карангатских, заставляет еще раз отметить следующее. Возраст узунларских отложений, развитых в районе Сухуми (правый берег р. Гумисты, выемки около вокзала в черте города), доказываются не только палеонтологически, но и на основании их тесной связи с древнеэвксинскими слоями (разрез в овражке правого берега р. Гумисты). Наличие здесь большего числа видов средиземноморских эвригалинных моллюсков, чем на Керченском полуострове или около устья р. Пшады, связано с меньшим местным опреснением прибрежных мелководий узунларского бассейна юго-восточнее р. Джубги. Здесь уже около устья р. Шапсухо в безусловно узунларских слоях есть *Mastra*. Наконец, среди определяемых остатков этой фауны нет достоверных карангатских форм, что признавал и А.Г.Эберзин (1940). В то же время нельзя говорить об отсутствии карангатских отложений на этом участке побережья. Еще А.Г.Эберзин (1940) указывал, что вместе с отложениями, содержащими узунларскую фауну, в его распоряжении был обломок ракушечника с карангатскими моллюсками. Не исключено, что здесь, как и повсеместно на Кавказском побережье, развита карангатская терраса.

Следовательно, в крупном плане можно говорить о ранних древнеэвксинских слоях (древнеэвксинские I слои) и поздних древнеэвксинских слоях (древнеэвксинские II слои). С ранней древнеэвксинской террасой связана палеоузунларская, а с поздней древнеэвксинской — узунларская терраса, однако если выделение палеоузунларской террасы до некоторой степени условно, то узунларская терраса на Кавказском побережье надежно биостратиграфически и геоморфологически обоснована. Именно здесь становятся ясными взаимоотношения поздних древнеэвксинских и узунларских слоев, связанных с самостоятельными пиками одной эвксино-узунларской трансгрессии, имевшей место во второй половине среднего плейстоцена (второй половине миндель-рисского межледникового?).

Таким образом, лестница террас Кавказского побережья, образовавшаяся при трансгрессиях в результате волновой деятельности и восходящих тектонических движений, позволяет чрезвычайно подробно подразделить отложения, отвечающие интервалу между послечаудинской и послеузунларской регрессиями.

Интересно, что двучленное строение имеет, как справедливо отмечено М.В.Муратовым (1967), Манджильская терраса в Восточном Крыму, около Судака, относимая к древнеэвксинскому времени. Проллювиальный материал, образующий эту террасу, подразделяется на две части. Внизу, на цоколе коренных пород, лежат грубые конгломераты, состоящие из крупных галек и щебня с глинистым карбонатным цементом, мощностью 4–5 м, выше наблюдается пере-слаивание линз этих конгломератов с уплотненными супесями, мощностью 1–2 м. На них развиты уплотненные слоистые светло-желтые и охристо-желтые супеси и суглинки с прослоями более ярко окрашенных охристых песков и темно-серых суглинков. Общая мощность их 4–5 м. Все это перекрыто грубыми глыбными конгломератами из щебня, реже гальки, цементированными карбонатными уплотненными суглинками, мощностью 1–2 м, представляющими собой пролювиальные образования. Аналогичного генезиса, по-видимому, и самые нижние конгломераты. Происхождение желтых супесей не вполне ясно. Слоистость

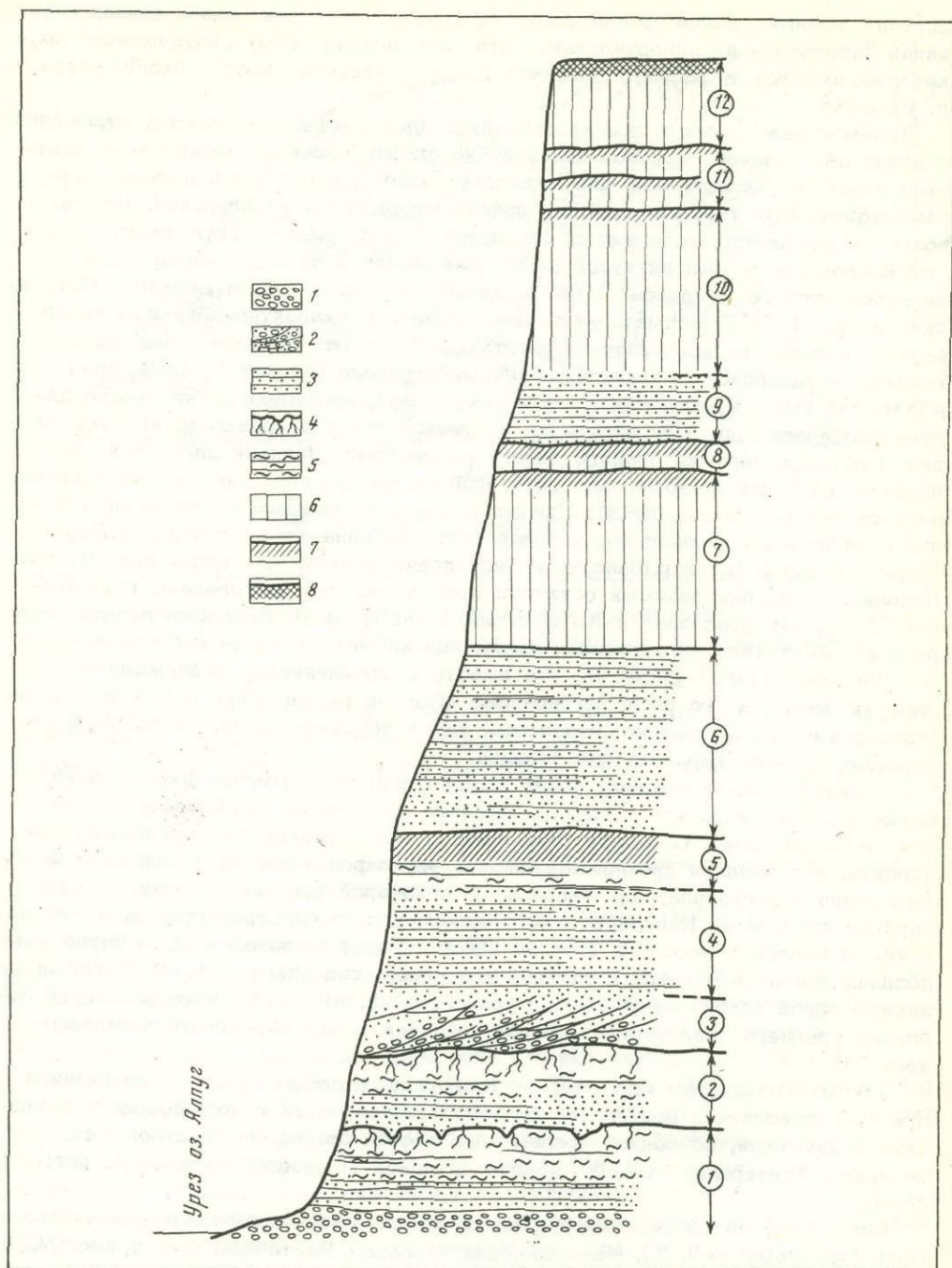


Рис. 23. Схематический геологический разрез бабельской (древнеэвксинской) террасы на восточном берегу оз. Ялуг

Породы: 1-3 - галечники, пески (2 - косослоистые с галькой, 3 - слоистые), 4 - растительные остатки, 5 - суглинки и глины слоистые, 6 - суглинки лёссовидные, 7 - погребенные почвы, 8 - современная почва; возраст слоев (цифры на рисунке): 1, 2 - ранний древнеэвксинский, 3-5 - поздний древнеэвксинский (?), 6-8 - средне-позднеплейстоценовый, 9-12 - позднеплейстоценовый

и характер сортировки материала свидетельствуют о том, что породы отлагались в водной среде и, вероятно, связаны с разливами временных и постоянных водотоков, подпруженных морем.

Возникает вопрос, как же можно интерпретировать разрез Манджильской террасы? Отсутствие палеонтологических остатков лишает возможности датировать эти отложения и решить поставленный вопрос. Поэтому на основе общих палеогеографических и стратиграфических построений представляется более правильным говорить о налегании узунларских слоев на поздние древнеэвксинские в пределах одной террасы.

Приазовье и Северное Причерноморье. Кратко остановимся еще на некоторых опорных разрезах Приазовья и Северного Причерноморья. Уместно напомнить соотношение отложений, развитых на восточном берегу оз. Ялгут, в низовьях р. Дуная (Федоров, 1965), известных в литературе как слои бабеля (рис. 23). В основании разреза залегают конгломераты и ракушечники с крупными *Didacna pontocaspia* Pavl., и более мелкими *D. baericrassa* Pavl., *D. cf. pallasii* Prav., *Dreissena polymorpha* Pall., *Corbicula fluminalis* Müll., *Viviparus*, *Unio*, *Valvata*. На них залегают:

Мощность, м

1. Алевроиты и глинистые пески с включением буроватых глинистых песков с раковинами, аналогичными приведенным выше	2,5-3
Глины по простиранию замещаются глинистыми конгломератами, а в верхах переходят в охристо-желтые глинистые пески с растительными остатками.	
2. Пески косослоистые грубые, переходящие вверх в глинистые пески и темно-серые глины с раковинами <i>Didacna pontocaspia</i> , <i>D. baericrassa</i> и др.	1,5
3. Пески косослоистые, с прослоями и линзами гравия и раковинами пресноводных моллюсков <i>Unio pictorum</i> L., <i>U. tumidus</i> Phil., <i>Viviparus geticus</i> Pavl., <i>V. istrius</i> Pavl., <i>V. aff. grandis</i> Nen.	1,0
4. Пески слоистые, глинистые	3-4
5. Глины серые, слоистые, несущие в кровле следы субаэрального выветривания	1-1,5
6. Пески косослоистые и слоистые, серовато-желтые	6-8
7. Супеси и суглинки	5-7
8. Погребенная почва	1-1,5
9. Пески, переходящие вверх в супеси	2-3
10. Суглинки лёссовидные	4-5
11. Погребенная почва (2-3 прослоя)	2
12. Суглинки покровные лёссовидные	2

Суммарная мощность слоев около 40 м.

Приведенный разрез, как будет показано ниже, отражает общие закономерности строения солоноватоводных и аллювиальных отложений Северного Причерноморья и Приазовья. Надо отметить довольно сложное строение лиманных осадков. Тщательное изучение разреза позволяет подразделить солоноватоводные отложения на две части: нижнюю — конгломераты, серые и охристо-желтые глины, с раковинами *Didacna* (слой I) и верхнюю — пески и серые глины с аналогичными остатками фауны (слой II). Палеонтологически эти части практически неразличимы, а разделяющий их перерыв свидетельствует о кратковременной (?) регрессии. Оба эти слоя отвечают "нижнему бабелю" в понимании А.П.Павлова (1925). Отчетливо выделяется толща аллювиальных песков с пресноводной фауной, переходящая в лиманные серые глины — это "верхний бабель" (слои 3, 4, 5), по А.П.Павлову. Таким образом, в разрезе у с.Озерного (бывшего Бабеля) можно выделить четыре этапа осадконакопления, из которых самый ранний — лиманный — подразделяется на две фазы.

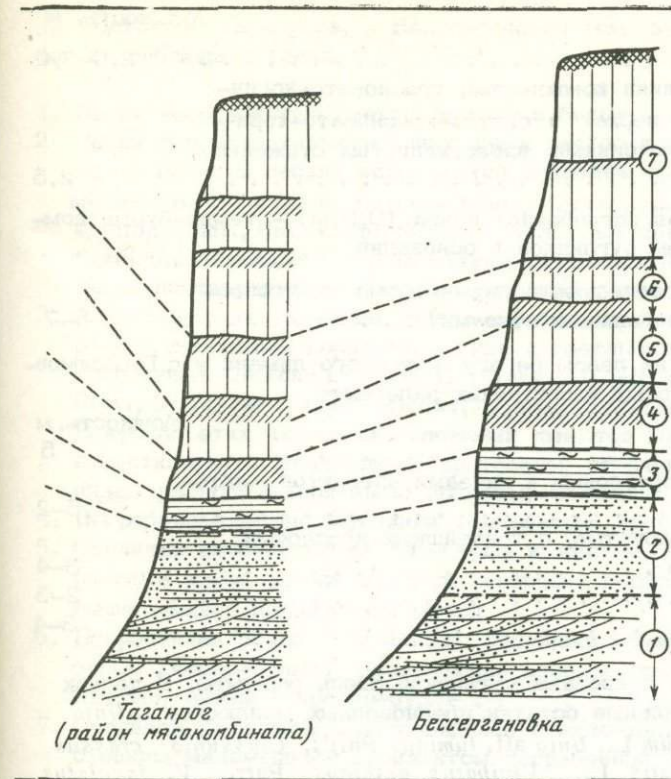
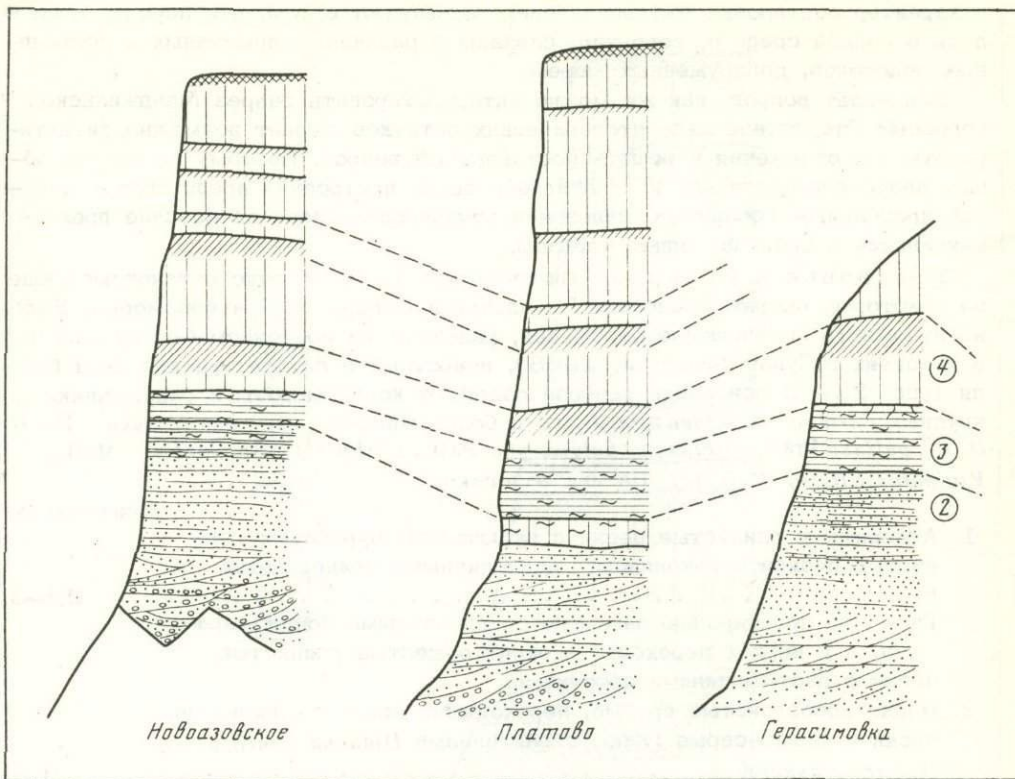


Рис. 24. Сопоставление геологических разрезов северного берега Азовского моря между селом Новоазовское и ж.-д. станцией Бессергеновка

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1, 2 - ранне-среднеплейстоценовый, 3 - ранний древнеэвксинский, 4-6 - среднеплейстоценовый, 7 - позднеплейстоценовый. Остальные условные обозначения см. на рис. 23

Рассмотрим последовательно ряд разрезов северного берега Азовского моря, начиная от с. Новоазовского (бывшее Буденновка). Здесь в основании берегового обрыва (рис. 24) выше осыпи обнажаются (снизу):

- | | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Косослоистые пески с прослоями и линзами галечников в основании, вверх по разрезу уменьшающимися в мощности и заменяющимися прослоями и линзами тонкослоистых желтовато-серых алевритов | около 5 |
| 2. Струйчатослоистые светло-серые пески с прослоями и линзами желтовато-серых алевритов | 2 |
| 3. Выше слой 2 постепенно переходит в тонкослоистые лиманные темно-желтые и светло-коричневые, реже серые алевриты с прослоями охристо-желтых песков | 1,5-2 |
| В кровле этих отложений имеются отчетливые следы субаэрального выветривания; в горизонте вмывания, расположенном ниже погребенной почвы, местами наблюдается внедрение известковых конкреций и кротовин. | |
| 4. Погребенная почва. Суглинки комковатые, красновато-бурые и коричневые, в низах более светлые, с обильными известковистыми конкрециями, пронизывающими кровлю глин слоя | 1,5-1,8 |
| 5. Суглинки неслоистые, желтые и светло-бурые | 2 |
| 6. Погребенная почва. Суглинки комковатые, коричневатобурые, более светлые в низах, с обильными включениями известковистых конкреций | 1,5 |
| Местами над почвой развит маломощный гумусированный слой. | |
| 7. Суглинки неслоистые, лёссовидные, с одним-двумя маломощными горизонтами погребенных почв | 4-6 |

Восточнее, около с.Платово (см.рис. 24) (между устьями рек Мокрого и Сухого Еланчика) в береговом обрыве наблюдаются (снизу):

- | | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Пески светло-желтые, почти белые, косослоистые, с прослоями гальки, в верхней части слоя горизонтально слоистые, с пропластками серовато-желтых алевритов, с раковинами пресноводных моллюсков <i>Viviparus</i> , <i>Unio</i> . Вверху пески обогащены глинистым материалом и постепенно переходят в вышележащие образования | 3-4 |
| 2. Алевриты пылеватые, уплотненные, слоистые, светло-желтые. В кровле их местами прослеживается прослой (корка) голубовато-зеленоватых суглинков, мощностью менее 0,1 м. В слоистых алевритах встречены в парных створках крупные плоские дидакны, напоминающие бакинские <i>Didacna</i> ex gr. <i>carditoides</i> Andrus., <i>D. ex gr. eulachia</i> (Bog.) Fed., а также редкие <i>D. ex gr. naliukini</i> Wass. | 1,5-2 |
| 3. Глины темно-коричневые, тонкослоистые (слоистость типа ленточной), с подчиненными прослоями желтых алевритов и глинистых песков | 2 |
| В глинах встречены многочисленные <i>Dreissena caspia</i> Eichw., <i>Dr. polymorpha</i> Pall., а по данным Г.И.Попова и Ф.Ю.Деева, также <i>Didacna miusica</i> Popov (in litt) и <i>D. ex gr. carditoides</i> Andrus. Кровля глин несет следы субаэрального выветривания. При этом в восточной части обрыва, где она располагается на высоте 8-9 м, на ней непосредственно лежит нижняя погребенная почва, горизонт вымывания которой в виде известковых конкреций внедряется в лиманные глины. Западнее поверхность глин снижается до 5-6 м, на их кровле залегают: | |
| 4. Суглинки неяснослоистые, красновато-бурые (погребенная почва) 0,5-1,0 | |

- 5. Суглинки лёссовидные 2,0-3,0
- 6. Погребенная почва. Суглинки комковатые, красновато-коричневые (красно-бурые) в верхах и светло-красновато-коричневые, с обильными включениями известковистых стяжений в низах 2,5

Выше развита маломощная погребенная почва (0,3 м) - темно-бурые комковатые суглинки, с прослоем суглинков в основании.

- 7. Суглинки неслоистые, лёссовидные с двумя-тремя гумуссированными прослоями (погребенными почвами) 6-7

Сходный разрез имеется на левом берегу Миусского лимана у с.Герасимовки (см. рис. 24). На миоценовых известняках залегают:

- 1. Пески косослоистые 5
- 2. Переслаивание песков с прослоями и линзами алевритов желтого и коричневого цветов 1,5-2
- 3. Глины и алевриты тонкослоистые, с тончайшими прослоями желтых глинистых песков 3-4
- 4. Погребенная почва 2-3
- 5. Суглинки 3-4

Более высокие горизонты покровных суглинков здесь размыты. В песках 1 и 2 слоев встречаются обильные остатки пресноводных моллюсков - *Unio cf. chasariçus* Bog., *U. pictorum* L., *Unio aff. tumidus* Phill., *Crassunio crassus* (Retz.), *Anodonta cf. piscinalis* L., *Viviparus aethiops* Parr., *V. fasciatus* Müll., *Lithoglyphus naticoides* и др.⁵ В слое 2 и лиманных глинах слоя 3 встречены: *Didacna aff. eulachia* (Bog.) Fed. (или *D. aff. pseudocrassa* Pavl.), *D. aff. artemiana* Bog., *D. aff. delenda* Bog., *D. subpallasi* Prav., *D. ex gr. naliivkini* Wass. Среди мелких молодых экземпляров имеются *D. baericrassa* Pavl., аналогичные таковым из разреза у с.Озерного. Кроме того, здесь имеются *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw. Проследивая эти отложения на восток, остановимся только на двух разрезах: у Таганрога и у ж-д. станции Бессергеновки. В береговом обрыве на окраине Таганрога, у мясокомбината (см. рис. 24), наблюдаются снизу):

- 1. Пески косослоистые светло-желтые и белые 1,0
- 2. Пески с прослоями темно-желтых и серых алевритов, постепенно переходящие в следующий слой 1,5
- 3. Алевриты тонкослоистые темно-желтые с прослоями коричневых глин и мелкозернистых желтых песков 1-1,5
Кровля их пронизана известковистыми конкрециями горизонта вымывания, расположенной выше погребенной почвы 1-1,5
- 4. Суглинки комковатые и темно-бурые в низах и более светлые в верхах (погребенная почва) 1,5
- 5. Суглинки светло-бурые и желтые, в низах неяснослоистые, в верхах неслоистые, с включением известковистых конкреций горизонта вымывания, расположенного выше погребенной почвы 1,5
- 6. Суглинки комковатые красно-бурые, светло-бурые и желтые в верхах и темно-бурые в низах (погребенная почва) 1,5-2,0
- 7. Суглинки неслоистые, лёссовидные светло-желтые, сероватые с двумя-тремя горизонтами маломощных погребенных почв 6-8

⁵ Пресноводные моллюски определены А.Л.Чепальгой.

Восточнее Таганрога, у Бессергеновки (см. рис. 24), в береговом обрыве можно наблюдать (снизу):

	Мощность, м
1. Пески косослоистые светло-желтые и белые	1,5-2
2. Пески с горизонтальными прослоями светло-коричневых и серых глин. В песках встречаются раковины пресноводных моллюсков ⁶ <i>Viviparus istienus</i> Pavl., <i>V. fasciatus</i> Müll., <i>V. aethiops</i> Pagg., <i>Unio</i> cf. <i>pictorum</i> L., <i>Sphaerium rivicola</i> Leach., <i>Corbicula fluminalis</i> Müll., <i>Dreissena polymorpha</i> Pall.	4
Выше постепенный переход в следующий слой:	
3. Алевриты тонкослоистые светло-коричневые и желтовато-серые, с прослоями коричневых глин и светлых песков. В них встречены: <i>Didacna</i> cf. <i>naliukini</i> Wass., <i>D.</i> aff. <i>subpallasi</i> Prav., <i>Dreissena caspia</i> Eichw., <i>Viviparus fasciatus</i> Müll. В кровле этих лиманных отложений имеются многочисленные известковистые конкреции и кротовины, отвечающие самым низам расположенной выше погребенной почвы	3
4. Погребенная почва. Суглинки комковатые, красновато-бурые.	1,5-2
5. Суглинки неслоистые светло-бурые и желтые, в верхах более светлые из-за известковистых конкреций горизонта вымывания вышележащей погребенной почвы	1,5
6. Погребенная почва (сдвоенная). Суглинки комковатые, темно-бурые (черно-бурые), переходящие вверх в светло-бурые и желтые, затем в красно-бурые	2,5-3,0
7. Суглинки неслоистые, лёссовидные, светло-желтые, сероватые, с одним маломощным горизонтом погребенной почвы	6

Таковы вкратце те данные, которые необходимо было привести для выяснения общих закономерностей формирования рассматриваемых отложений в Северном Приазовье.

Первое, что следует отметить, это постепенная смена аллювиальных песков оснований разрезов вышележащими лиманными тонкослоистыми алевритами и глинами. Несмотря на местные особенности осадконакопления, следствием которых является большая или меньшая грубость песков, наличие в их низах галечников (или конгломератов), глинистость лиманных осадков и их мощность, во всех приведенных разрезах эта закономерность строения аллювиально-лиманных отложений проступает вполне отчетливо. Уже такая однотипность отложений в этих разрезах наводит на мысль об их одновозрастности. Если же учесть и палеонтологические данные (солонатоводные и пресноводные моллюски), а также характер самих осадков, их слоистость, фациальное изменение, особенности перехода аллювиальных песков в лиманные глины, наконец, цвет самих отложений, то становится ясным, что во всех перечисленных разрезах вскрывается единая в стратиграфическом отношении тоща.

С аллювиальными песками низов этих разрезов связаны находки костных остатков фауны млекопитающих тираспольского комплекса (Громов, 1948). Нигде не наблюдается прислонения одной аллювиально-лиманной толщи к другой или одной геоморфологически или геологически самостоятельной лиманно-морской террасы к другой, как это описано Н.А. Лебедевой (1972)⁷.

Естественно, что к этой стратиграфически единой аллювиально-лиманной толще прислонены более молодые балочные, реже аллювиальные отложения, образующие террасовые поверхности, которые можно наблюдать в приустьевых

⁶ Определения А.Л. Чепалыги.

⁷ Это тем более странно, что Н.А. Лебедева (1972) приводит в своей работе сходную для всех отмеченных разрезов пресноводную и солонатоводную фауну моллюсков. Так, для отложений Платово и Бессергеновки ею указывается *Didacna eulachia* (*D. pseudocrassa* Pavl.) (определения В.В. Богачева).

участках рек Самбек, Мокрый Еланчик и Миусского лимана. Они и были приняты Н.А. Лебедевой (1972) за морские террасы. Интересно, что не только единообразие в строении аллювиальных и лиманных осадков во всех приведенных и некоторых других разрезах (юг Таганрогского лимана, с. Семибалка и др.), но и весьма близкие отметки кровли этих отложений говорят об их стратиграфическом единстве. Так, у Новоазовского высота кровли (в м) около 9, Платово — 8, Герасимовки — 9, Таганрога — 6, Бессергеновки — 7-8, Семибалки — 10-12. Эти колебания отметок могут быть как первичными, так и связанными с последующими вертикальными движениями.

Каков же возраст аллювиальных и лиманных отложений? Изучив заново свои палеонтологические находки и исходя из геологических данных, автор должен отметить, что, несмотря на "бакинский облик" ряда каридид, встреченных в Платово и отчасти в Герасимовке, рассматриваемые отложения все же относятся к более молодым слоям, чем собственно бакинские. Во-первых, здесь нет типичных бакинских или чаудинских элементов⁸, и в то же время имеются *Didacna subpallasi* Prav., *D. cf. naliukini* Wass., характерные для нижнехазарских отложений Каспия. Во-вторых, остатки пресноводных моллюсков, содержащиеся в аллювиальных и лиманных отложениях всех приведенных разрезов, едины и аналогичны пресноводной фауне, известной из отложений Озерного, Джурджулешт и Бессергеновки, древнеэвксинский возраст которых принимается всеми исследователями. В-третьих, редкие остатки фауны млекопитающих, связанные с аллювиальными песками, также свидетельствуют об одновозрастности рассматриваемых отложений. Напомню, что в песках у пос. Большевик, около Одессы, был встречен скелет *Archidiscodon wüsti* (M. Pavl.), остатки того же слона отмечены В.И. Громовым (1948) в палудиновых песках Бессергеновки и Таганрога. Таким образом, аллювиальные и лиманные отложения северного берега Азовского моря от Новоазовского до Бессергеновки являются несколько более молодыми, чем чаудинский (бакинский) горизонт.

Как же можно интерпретировать рассмотренные разрезы Приазовья и Бабеля? Которой из террас Кавказского побережья они соответствуют? Наконец, есть ли основания для подобного подразделения древнеэвксинских отложений всей Черноморской области? Очевидно, что эти вопросы могут быть решены пока условно. Критически пересмотрев уже предлагавшееся сопоставление (Федоров, 1965б) разреза Бабеля с разрезами северного берега Азовского моря и основываясь на биостратиграфических данных, можно в первом приближении говорить о соответствии их раннему древнеэвксинскому горизонту Черного моря.

Сравнивая разрезы сел Озерного и Платово, в них можно найти много общего. Так, лиманные отложения бабеля с древнеэвксинскими дидакнами (нижний бабель), вероятно, отвечают лиманным суглинкам разреза у с. Платово (слой 2), тогда аллювиальные пески с раковинами пресноводных моллюсков, переходящие вверх в слоистые серые лиманные алевроиты (верхний бабель), могут быть одновозрастны лиманным ленточнослоистым темно-коричневым глинам Платово (слой 3). В обоих случаях на кровлю этих лиманных глин наложена погребенная почва.

При более детальном рассмотрении приведенного выше разреза бабеля можно отметить двучленное строение самих лиманных осадков. Даже если и не приписывать этому строгого стратиграфического значения, все же надо сказать, что такое строение лиманных осадков отражает две фазы подтопления, соответствующие двум фазам трансгрессии.

Основываясь на том, что вместе с типичными *Didacna pontocaspia* Pavl., здесь содержится масса *D. baericrassa* Pavl., а также форм, близких к *Didacna*

⁸ *Didacna pleistopleura* Davit. из сборов Н.А. Лебедевой, определенная В.В. Богачевым, даже если она была представлена целой створкой, не является доказательством чаудинского возраста отложений в Платово, так как весь комплекс геологических и палеонтологических данных противоречит этому.

pallasi Прав., характерных для отложений ранней древнеэвксинской террасы Кавказского побережья, можно предполагать, что лиманные осадки разреза у с. Озерного являются ранними древнеэвксинскими. В связи с этим представляется вероятным соотношение аллювиальных и надстраивающих их лиманных отложений (верхний бабелъ) с поздними древнеэвксинскими и узунларскими слоями. Отсутствие в этой фауне средиземноморских элементов связано с опреснением моря вблизи устья Дуная.

Таким образом, проблема расчленения аллювиальных и лиманных отложений описанных разрезов и сопоставления их с двумя ярусами древнеэвксинских террас на Кавказском побережье представляется достаточно сложной и в настоящее время нерешенной. Лишь в виде предположения можно говорить о соответствии отложений бабеля (с. Озерное), Джурджулешт и аллювиально-лиманных осадков северного берега Азовского моря ранней древнеэвксинской (и палеоузунларской) террасам Кавказского побережья. В то же время двучленность лиманных и аллювиальных отложений, наблюдающаяся в разрезах Западного Приманычья, а также сел Озерного и Платово, дает основание считать, что двухъярусное (в крупном плане) строение террас Кавказского побережья отражает общие для всего Черноморского бассейна закономерности геологического развития в интервале между чаудинским и карангатским этапами осадконакопления.

Следовательно, надо считать обоснованным выделение среди морских отложений этого интервала двух основных подразделений: раннего древнеэвксинского горизонта и позднего древнеэвксинского (и связанного с ним узунларского) горизонтов. На Кавказском побережье в отдельных пунктах выделяются еще палеоузунларские слои, связанные с ранней древнеэвксинской террасой. Большая четкость такого подразделения на Кавказе связана с проявлением новейших тектонических движений, выразившихся в поднятиях, которые подчеркнули даже самые значительные несогласия и перерывы, ускользающие от глаз исследователей в Северном Причерноморье и Приазовье. Поэтому стратиграфические данные по Кавказскому побережью не всегда могут быть полностью сопоставлены с разрезами областей, стабильных в тектоническом отношении, и тем более участков погружения.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ

К верхнему плейстоцену в пределах Каспия обычно относили морские хвалыноские отложения. Позднее в составе верхнего плейстоцена рассматривались и континентальные образования ательской свиты, которая большинством исследователей сопоставляется с калининским оледенением. К основанию верхнего плейстоцена надо относить и морские верхнехазарские слои, тесно связанные в своих верхах с ательской континентальной свитой (Федоров, 1963, 1972). Таким образом, ниже будут рассмотрены верхнехазарские, ательские и хвалыноские отложения.

Верхнехазарские слои (горизонт). Под названием "верхнехазарские слои" были выделены (Федоров, 1952, 1957, 1963) прибрежные и лиманно-морские отложения Каспия, описанные впервые П.А. Православлевым (1908, 1913, 1932) в долине Нижней Волги в качестве хазарского яруса¹. Их аналоги давно были известны на Апшеронском полуострове как "отложения (терраса) с *Didacna surachanica*". Предложения Г.И. Горецкого (1953) и Г.И. Попова (1961) переименовать эти отложения в "гирканские" совершенно излишни, как противоречащие правилам приоритета и вносящие путаницу в достаточно сложную стратиграфию плейстоцена Каспия. Г.И. Попов (1970, с.453) пишет: "... можно предполагать, что к верхнему (хазарскому) горизонту П.А. Православлевым были отнесены гирканские слои. Последние, как и хазарские отложения схемы П.А. Православлева, тесно связаны с покрывающими их ательскими осадками". Следовательно, "гирканские" отложения уже более 50 лет были известны науке как хазарский ярус (Православлев, 1913, 1932) или позднее — как верхнехазарский горизонт (Федоров, 1952, 1957 и др.). Очевидно, что подобные переименования не оправданы, не приемлемы и вызывают самые категорические возражения.

К верхнехазарскому горизонту на Нижней Волге Г.И. Попов (1970) ошибочно отнес косожские отложения, увенчанные красноватыми загипсованными суглинками, которые в действительности принадлежат верхней части нижнехазарского горизонта (Федоров, 1957; Васильев, Федоров, 1965; Шкатова, 1973).

Верхнехазарские отложения широко распространены. Они известны на Нижней Волге (ниже с. Енотаевска), на побережье Дагестана, Азербайджана (особенно Апшеронского полуострова), Мангышлака, Красноводского полуострова, в междуречье Волги и Урала, низовьях р. Урал.

Верхнехазарские морские отложения повсеместно связаны с не столь обширной, но длительно развивавшейся трансгрессией. В Нижнем Поволжье, где они впервые были установлены П.А. Православлевым, верхнехазарские отложения (хазарские в его понимании) представлены прибрежно-морскими песками и ракушечниками (реже ракушечными известняками) и лиманными глинами, алевролитами и песками мощностью 3–10 м. Первые развиты в междуречье рек Волги и Урала, а вторые ингрессионно заходят в их долины. В низовьях Волги, на ее правом берегу, в районе сел Сероглазовка и Ленино, развиты лиман-

¹ П.А. Православлев (1913) использовал подразделения каспийского плейстоцена, предложенные Н.И. Андрусовым.

ные песчано-глинистые слоистые осадки с *Didacna surachanica* Andrus., *D. subovalis* Prav., *D. aff. subcatillus* Andrus., *D. aff. pallasi* Prav., *Adacna plicata* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Corbicula fluminalis* Müll. и др. Слоистость отложений напоминает ленточную и обусловлена переслаиванием песков, алевроитов и глин светлых голубоватых, зеленоватых, буровато-желтых и светло-серых тонов. В этой толще местами наблюдаются линзы песков и ракушечников прибрежного типа, с которыми связаны обычно крупные раковины *D. surachanica*.

Вверх по долине Волги эти отложения приобретают более глинистый состав и более тонкую слоистость, а состав заключенной в них фауны моллюсков заметно меняется. Мельчают, а затем исчезают *Didacna surachanica*, встречаются раковины из группы *Didacna trigonoides* Pall., и во множестве *Monodacna edentula* Pall., *M. caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., а также раковины пресноводных моллюсков. Так, у сел Владимирова и Енотаевск в рассматриваемых отложениях преобладает *Monodacna edentula* Pall., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena distincta* Andrus., а еще далее на север, у с. Цаган-Аман в них встречаются *Didacna subpallasi* Prav. и *D. aff. subpyramidata* Prav.², т.е. формы из группы *Didacna trigonoides*, указывающие на опреснение этого участка во время их обитания.

Таким образом, морские и прибрежно-морские верхнехазарские отложения, развитые в низовьях долины Волги, переходят вверх по ее течению в лиманные осадки, а содержащаяся в них фауна моллюсков становится все более и более пресноводной. Аналогичная картина наблюдается и в низовьях долины р. Урала.

Верхнехазарские морские и лиманные отложения Нижнего Поволжья подстилаются аллювиальными косослоистыми песками, которые залегают с размывом на косожских лиманно-морских осадках или континентальных красновато-бурых суглинках, развитых в их кровле. В междуречье Волги и Урала верхнехазарские прибрежные пески и ракушечники с характерной фауной (*Didacna surachanica* и др.) залегают с размывом на абрадированной поверхности континентальных суглинков, отвечающих, по-видимому, косожским лиманным осадкам (верхней части нижнехазарских отложений). Во время этого перерыва, связанного с регрессией Каспия, на кровле косожских (верхов нижнехазарских) отложений была сформирована лугово-болотная почва. Эти континентальные образования обычно представлены красноватыми или красновато-бурыми комковатыми заглинованными суглинками, отражающими, по-видимому, аридные условия. Позднее они были разбиты мерзлотными трещинами, сопровождающимися образованием мерзлотных котлов, которые обычно заполнены вышележащими аллювиальными песками, подстилающими верхнехазарские лиманные глинистые осадки.

Кровля верхнехазарских лиманных слоистых глин и алевроитов в ряде мест (с. Копановка и др.) размыта, а сами осадки смяты в своеобразные складки до 0,5–1,0 м высоты, которые вниз по разрезу постепенно выполаживаются, и отложения приобретают тонкую горизонтальную слоистость. Это обычный характер контакта верхнехазарских отложений и перекрывающих их аллювиальных образований, представленных чаще косослоистыми песками, ракушечниками и даже рыхлыми конгломератами, содержащими массу переотложенных раковин из бакинских и нижнехазарских толщ, а также пресноводных моллюсков. Накопление этих образований происходило в условиях быстрого течения и энергичной эрозии. Чаще наблюдается менее отчетливое несогласие между верхнехазарскими лиманными отложениями и перекрывающими их аллювиальными песками, а местами оно выражено неясно. В этой связи следует напомнить, что П.А. Православлев отмечал тесную связь хазарских (верхнехазарских) отложений с вышележащей ательской свитой. Поэтому отмеченному несогласию не следует придавать существенного стратиграфического значения, тем более, что и на других берегах Каспия верхнехазарские отложения обнаруживают бо-

² Это не *Didacna cristata*, как считает Г.И. Попов (1970).

лее тесную связь с вышележащими ательскими образованиями, нежели с подстилающими их нижнехазарскими (косожскими).

Таким образом, в разрезе Нижней Волги верхнехазарские лиманно-морские отложения занимают четкое стратиграфическое положение между косожскими (верхняя часть нижнего хазара) отложениями или перекрывающими их континентальными красновато-бурыми суглинками в низах и ательской континентальной свитой в верхах. Аллювиальные пески, развитые в основании ательской свиты, связаны постепенным переходом с вышележащими лёссовидными суглинками, составляющими основу свиты. Распространение песков приурочено к долине Волги, а за ее пределами они замещаются наземными суглинками, которые залегают либо на морских верхнехазарских отложениях (южная часть Волго-Уральского междуречья), либо непосредственно на кровле нижнехазарских отложений.

Аллювиальные аналоги морских верхнехазарских осадков, развитые на Средней Волге, составляют основание верхней аллювиальной свиты, играющей существенную роль в строении III террасы Волги. Особенностью этой террасы является то, что в пределах распространения раннехвалынской трансгрессии она перекрыта морскими осадками максимума этой трансгрессии.

На восточном побережье Каспия верхнехазарские отложения представлены известняками-ракушечниками, образующими древние бары и пересыпи, причлененные к берегу или отделяющие реликтовые лагуны. Обычно эти аккумулятивные образования расположены не выше 10-15 м над уровнем Каспия (на абсолютных отметках минус 12-20 м). В них наблюдается косая и диагональная слоистость, характерная для прибрежных фаций. Такие древние бары и пересыпи можно наблюдать на севере полуострова Бузачи, на побережье Мангышлака, южнее мыса Мелового, на западном побережье Кара-Богаз-Гола и Красноводского полуострова.

Фациальный характер этих отложений, условия их залегания и морфология указывают на то, что их формирование происходило в условиях сравнительно невысокого уровня Каспия с отдельными его осцилляциями. По сравнению с предшествовавшей фазой в позднехазарское время имела место трансгрессия, хотя и весьма ограниченного распространения. Верхнехазарские аккумулятивные береговые формы на восточном побережье Каспия обычно перекрыты хвалынскими прибрежными отложениями, также образующими пересыпи, бары и косы. Наложение этих более молодых аккумулятивных форм на верхнехазарские наиболее отчетливо можно наблюдать на южной Карабогазской и Красноводской косах и на некоторых участках Мангышлакского полуострова. Тем не менее верхнехазарские прибрежные аккумулятивные тела отчетливо распознаются и прослеживаются, что позволяет составить представление о стадиях развития трансгрессии. Анализ этих форм дает основание считать, что позднехазарская трансгрессия была небольшой по площади и, если судить по относительно стабильному побережью Мангышлака, уровень моря не поднимался выше 10-15 м над современным уровнем Каспийского моря.

Верхнехазарские известняки-ракушечники южнее Красноводской косы не обнаружены. Отсутствуют они и в пределах Западно-Туркменской низменности, южнее солончака Кель-Кор, и в западной части Низменных Каракумов. Редкие находки переотложенных раковин *Didacna surachanica* Andrus. и близких к ней форм на пляже западного берега Челекена позволяют предполагать, что прибрежные фации верхнехазарских отложений, образующие основание Красноводской косы, простираются и южнее, залегая на дне Каспия, несколько западнее Челекена. Подобные особенности распространения верхнехазарских прибрежных отложений характерны и для западного берега Каспия, где южнее Апшеронского полуострова ракушечники с *Didacna surachanica* неизвестны.

На западном побережье Каспия верхнехазарские отложения представлены прибрежными известняками-ракушечниками и конгломератами, с характерной фауной *D. surachanica*, *D. naliivkini* Wass. и др. В Северном Дагестане они образуют широкую террасу, протягивающуюся северо-западнее Махачкалы. Здесь преобладают крупные толстостенные раковины *Didacna surachanica* Andrus.,

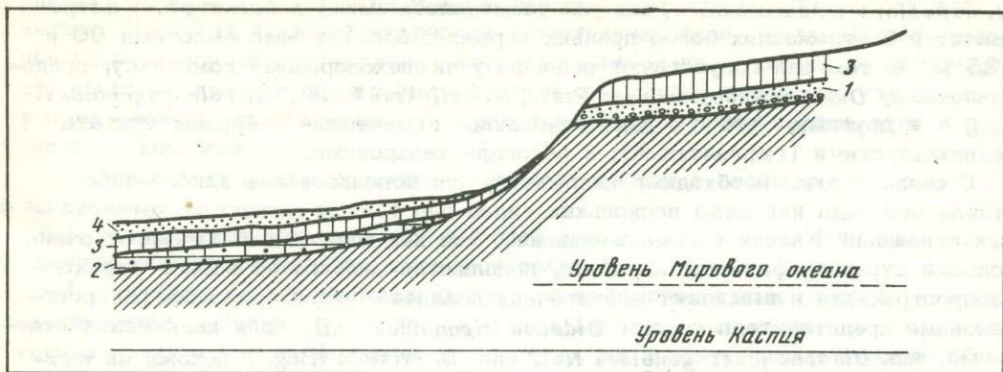


Рис. 25. Соотношение нижнехазарской и верхнехазарской террас на побережье Каспия к югу от г. Махачкалы

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 — раннехазарский (гюргянский), 2 — позднехазарский, 3 — позднелепистоценовый, 4 — раннехвалынский. Остальные условные обозначения см. на рис. 1, 5

переходные формы между *D. surachanica* и *D. nalivkini* Wass., *Dreissena polymorpha* Pall. и др.

К югу от Махачкалы, особенно в долинах рек Манас—Озень и Ачису, а также южнее Дербента, в разрезах р. Рубасчай (рис. 10), верхнехазарские отложения повсеместно залегают с разрывом на абрадированной поверхности коренных пород и образуют широкую абразионную террасу, расположенную у подножья более высоких нижнехазарских террас. Такое соотношение ее с нижнехазарскими террасами указывает на существенный перерыв, отделяющий этапы их формирования. Особенно отчетливо этот перерыв заметен в разрезах по р. Ачису (севернее г. Избербаша), где верхнехазарские слои залегают на абрадированной поверхности дислоцированных неогеновых песчаников (рис. 25). В основании верхнехазарские отложения предстали грубыми галечниковыми конгломератами, выше известняками, ракушечниками и кослоистыми известковистыми песчаниками общей мощностью около 2 м. На них залегают рыхлые кослоистые галечниковые конгломераты, переслаивающиеся с уплотненными супесями и глинистыми пясками, которые в генетическом отношении являются склоновыми и древними аллювиальными отложениями, накопившимися после ухода позднехазарского моря. Эти отложения являются аналогом ательской свиты, мощность их — более 10 м. Они перекрыты хвалынскими морскими отложениями.

Несколько иной разрез можно наблюдать южнее г. Дербента, в долине р. Рубасчай. Здесь развита широкая терраса, образованная пластом галечниковых конгломератов и известняков—ракушечников с *D. surachanica* Andrus. и другими, мощностью 1–2 м, залегающим на абрадированной поверхности дислоцированных неогеновых пород. Верхнехазарские отложения распространяются почти до подножья уступа нижнехазарской террасы. На верхнехазарских морских конгломератах и ракушечниках с разрывом залегают нижнехвалынские морские пески с галькой (вблизи древней береговой линии) или слоистые уплотненные пески и алевроиты (в удалении от нее). Таким образом, континентальные отложения, отвечающие перерыву между позднехазарской и раннехвалынской трансгрессиями, здесь отсутствуют; видимо, они были уничтожены во время хвалынской трансгрессии.

Г.И. Рычагов (1970, 1977) на побережье Дагестана к верхнехазарскому времени отнес не только рассмотренную террасу, но и несколько более высоких (гипсометрически) террас, основываясь на присутствии в их отложениях раковин группы *D. surachanica*. Надо отметить, что крупные и уплощенные *Didacna*, напоминающие *D. surachanica*, или вернее формы, переходные между

D. naliukini и *D. surachanica*, как уже упоминалось выше, действительно встречаются и в отложениях более древних террас с абсолютными высотами 90 и 125 м, но там они сопутствуют основному нижнехазарскому комплексу, представленному *Didacna subpyramidata* Prav., *D. naliukini* Wass., *D. paleotrigonoides* Fed. и другими, что и дает основание отмеченные террасы считать раннехазарскими (гюргянскими), а не позднехазарскими.

В связи с этим необходимо напомнить, что использование какого-либо отдельного вида или даже нескольких видов для точных датировок четвертичных отложений Каспия весьма ненадежно, так как многие из них имеют очень большой стратиграфический диапазон, появляются задолго до своего широкого распространения и вымирают значительно позднее. Например, такие распространенные представители группы *Didacna trigonoides* Pall. для хвалыньских отложений, как *Didacna praetrigonoides* Nal. или *D. cristata* (Bog.), похожи на нижнехазарские *D. paleotrigonoides* и *D. subpyramidata* Prav., что отражает их прямые генетические связи. Отдельные представители этой группы появились в начале бакинского века; в то же время они играют существенную роль и в современном комплексе фауны. Эти характерные особенности развития эндемичных фаун, о которых уже говорилось выше, необходимо учитывать при возрастной интерпретации того или иного комплекса фауны. Поэтому отнесение Г.И. Рычаговым нижнехазарских террас Дагестана и Северного Азербайджана, развитых на абсолютных высотах 85–90 и 120 м к позднему хазару автору представляется необоснованным.

Верхнехазарские отложения Апшеронского полуострова, известные в литературе как "отложения (терраса) с *D. surachanica*", так же как и в Дагестане, перекрывают широкие абразионные поверхности. Такова, например, выровненная поверхность Восточного Апшерона, расположенная в пределах нулевой горизонтали. Однако здесь развиты и аккумулятивные береговые формы, аналогичные верхнехазарским косам и пересыпям восточного побережья Каспия. Косая слоистость прибрежного типа свойственна и верхнехазарским известнякам-ракушечникам, слагающим более высокую поверхность Апшеронского полуострова в районе поселков Сураханов и Ени-Сураханов.

В пределах низменной части Восточного Апшерона верхнехазарские известняки-ракушечники также характеризуются косой слоистостью прибрежного типа. Местами сохранился первичный рельеф, свидетельствующий о широком развитии здесь аккумулятивных форм типа кос и баров. Мощность верхнехазарских отложений здесь не превышает нескольких метров. Они содержат раковины крупных толстостенных *Didacna surachanica* Andrus., реже *D. naliukini* Wass. и массу форм, переходных между этими видами. Кроме того, здесь встречаются *Didacna vulgaris* Andrus., *Dreissena polymorpha* Pall. Известняки-ракушечники и карбонатные песчаники образованы окатанными обломками ракуши и оолитами, что формационно сближает эти породы с одновозрастными им отложениями восточного побережья Каспия. На низменности Восточного Апшерона они перекрывают нижнехазарские (гюргянские) известняки-ракушечники с *Didacna subpyramidata* Prav., *D. naliukini* Wass. и другими (района с. Бузовны) либо лежат на полубовато-серых карбонатных алевритах (район сел Бина, Кала и др.).

Условия залегания и фациальный характер верхнехазарских отложений Апшеронского полуострова указывают, что накоплению их предшествовала длительная абразия, выработавшая в более древних породах широкую платформу. Последующая длительная стабилизация уровня и осциллирующий позднехазарского моря привели к формированию на этой платформе аккумулятивных форм: кос, баров, пересыпей. Восточный Апшерон в это время представлял собой огромную отмель, где шло накопление наносов, влекомых вдоль береговым потоком преимущественно с севера и северо-запада. Наземные образования, относящиеся к последующей регрессии, здесь представлены закированными песками, заключающими остатки бинагадинского комплекса млекопитающих.

Таким образом, условия залегания, фациальный характер и состав фауны моллюсков верхнехазарских отложений Апшеронского полуострова и Дагестана сходны. Следовательно, широкая морская терраса, образующая приморскую

равнину вдоль побережья Дагестана и отчасти Азербайджана на абсолютной высоте 20–50 м, была сформирована в позднехазарское время. Последующие наземные и морские нижнехвалынские отложения были наложены на эту террасу, почти не изменив ее первоначальные черты. Такое наложение ательских и нижнехвалынских отложений на верхнехазарскую террасу наблюдается и в Нижнем Поволжье.

Рассматривая верхнехазарские отложения Каспия в целом, можно отметить следующее.

1. Несогласное залегание их на более древних отложениях и следы повсеместной длительной абразии, предшествовавшей накоплению осадков.

2. Преобладание в отложениях крупных и толстостенных раковин, нередко их гигантизм, обилие карбонатов, а в ряде мест и оолитов указывают на обогащение морской воды кальцием и, вероятно, на аридную климатическую обстановку.

3. Распространение верхнехазарских прибрежных отложений и высотное положение на относительно стабильных в тектоническом отношении берегах Мангышлака и Краснодарского полуострова указывают на сравнительно малые размеры трансгрессии, осложненной частыми осцилляциями уровня моря.

4. Соотношения верхнехазарских отложений с вышележащими ательскими и нижнехвалынскими осадками позволяют рассматривать первые в составе верхнего плейстоцена.

Ательская свита. Свита выделена П.А. Православлевым (1913, 1932); она занимает определенное стратиграфическое положение между морскими верхнехазарскими и нижнехвалынскими отложениями и представлена преимущественно континентальными образованиями разного генезиса (покровными суглинками, аллювием, склоновыми накоплениями и т.д.). Отдельные авторы к ательской свите относят только лёссовидные покровные суглинки, образующие ее верхи, или рассматривают свиту только как литологический комплекс. В последнем случае часто выделяется несколько горизонтов лёссовидных суглинков типа "ательских" на различных стратиграфических уровнях. Однако есть основания для того, чтобы вслед за П.А. Православлевым рассматривать ательскую свиту в качестве стратиграфического подразделения. О необходимости этого уже ранее говорилось (Васильев, Федоров, 1965; Федоров, 1972). Дело в том, что в разрезе средне- и верхнечетвертичных отложений Поволжья действительно есть прослой и горизонты лёссовидных суглинков, напоминающие внешне ательские. Поэтому отождествление "ательской свиты" и "ательских суглинков" приводит обычно к различным ошибкам. Напротив, ательская свита как стратиграфический горизонт четко ограничена не только в Поволжье, но и в Каспийской области в целом. Аналоги ательской свиты (гудилевские слои) распространены в Приманычье и Приазовье.

В основании ательской свиты в долине Волги развиты светлые аллювиальные пески, которые часто именуется "ахтубинскими". Они залегают с размывом на лиманных верхнехазарских отложениях либо связаны с ними постепенным переходом. Такие различия характера нижнего контакта связаны с условиями размыва в разных частях древней долины Волги во время послехазарской регрессии. Мощность песков обычно около 4 м. Вверх они постепенно сменяются глинистыми слоистыми песками и супесями, а выше неслоистыми суглинками, имеющими лёссовидный облик.

Там, где они накапливались в понижениях рельефа, в них наблюдается отчетливая слоистость, а присутствующие здесь раковины пресноводных моллюсков *Planorbis*, *Valvata*, реже *Radix* указывают на образование этих суглинков в водной среде. Из ательских отложений Нижнего Поволжья известны костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса. Кровля суглинков несет следы субаэрального выветривания, а иногда и почвообразования. В ряде случаев она разбита трещинами усыхания, а возможно, и трещинами мерзлотного характера. Мощность суглинков варьирует от 2 до 10 м и более. Общая мощность ательской свиты в Поволжье изменяется от 1 до 20 м. По четкому

контакту она перекрыта морскими нижнехвалынскими отложениями, характер этого контакта различен и зависит от положения в древнем рельефе.

На повышенных участках кровля ательских суглинков с размывом перекрыта нижнехвалынскими песками, а выше глинами. В понижениях кровли ательских суглинков наблюдается сравнительно постепенный переход слоистых суглинков с раковинами пресноводных моллюсков и растительными остатками в морские хвалынские пески и глины. Однако и в этом случае контакт весьма четок и хорошо распознается в обнажении.

Такой контакт наблюдается, например, на правом берегу Волги выше с. Черный Яр. Здесь видно, что ископаемые стебли камыша, корневища которого уходят в слоистые суглинки с раковинами пресноводных моллюсков (кровля ательской свиты), перекрыты нижнехвалынскими морскими песками и глинами. Совершенно очевидно, что камыши росли здесь до и в начале распространения хвалынской трансгрессии, воды которой затопили пресноводный водоем типа речной старицы, заросший влаголюбивой растительностью.

Аналогичный характер контакта ательских и нижнехвалынских отложений наблюдается и в ряде других мест.

Таким образом, в Нижнем Поволжье завершение накопления ательской свиты и начало отложения нижнехвалынских осадков не разделены каким-либо существенным перерывом.

Отложения ательской свиты, как и подстилающие ее аллювиальные аналоги верхнехазарских слоев, образуют III террасу Волги³, широко развитую в ее долине. Следовательно, III терраса Волги, как аккумулятивная форма рельефа, сформировалась в позднехазарское и ательское время. В пределах распространения максимальной хвалынской трансгрессии она перекрыта морскими осадками, а выше по долине, на кровле верхней аллювиальной свиты залегают аллювиальные пески, отвечающие нижнехвалынским морским отложениям. Соотношения морских каспийских осадков с аллювиальными свитами и террасами Волги будут специально рассмотрены в конце раздела, касающегося верхнего плейстоцена.

Далее необходимо остановиться на аналогах ательской свиты в пределах Каспийской области.

Ближайшими аналогами ательской свиты в долине р. Урала являются аллювиальные пески, переходящие вверх в суглинки, слабо слоистые и неслоистые водного и субаэрального генезиса. Они здесь занимают такое же стратиграфическое положение, как и в долине Волги. В области Волго-Уральского междуречья ательская свита представлена главным образом, покровными лёссовидными суглинками наземного происхождения, мощностью 2-5 м.

Стратиграфическим аналогом свиты в зоне Манычской долины являются суглинки гудиловской свиты, представленные преимущественно озерными осадками, а также субаэральными образованиями. Они были выделены К.И. Лисициным (1933), а в последние годы детально изучены Г.И. Горецким (1953), Г.И. Поповым (1955) и другими исследователями. Гудиловские отложения (буртасские, по Г.И. Горецкому⁴) представляют собой озерные, отчасти субаэральные осадки пресноводного озера, занимавшего понижение Манычской долины с конца позднехазарского времени до наступления хвалынской трансгрессии.

Таким образом, континентальные отложения, отвечающие перерыву между позднехазарской и раннехвалынской трансгрессиями Каспия, развиты на огромной территории от р. Урала до западной части Манычской долины. Они всюду тесно связаны с подстилающими верхнехазарскими морскими осадками либо отделены от них размывом, не имеющим существенного стратиграфического значения. Низы рассмотренной свиты, которую целесообразно повсюду именовать ательской, обычно представлены водными отложениями, аллювиальными

³ Имеется в виду высокий уровень II террасы, по А.В. Кожевникову (1971).

⁴ Это переименование гудиловских отложений, предложенное Г.И. Горецким (1953), не привилось.

или озерными, а верхи образованы покровными лёссовидными суглинками. Кровля свиты обычно несет следы субаэрального выветривания и перекрыта морскими нижехвалынскими отложениями. Органические остатки, заключенные в ательской свите, указывают, что ее накопление происходило в условиях прохладного, а возможно, и холодного климата. В Поволжье известны находки мамонтовой фауны.

На Кавказском побережье, в пределах Дагестана и Азербайджана, известны аллювиальные, пролювиальные и склоновые галечники, пески и суглинки, занимающие стратиграфический интервал между верхнехазарскими и нижнехвалынскими морскими осадками. Наиболее отчетливо их можно наблюдать на побережье Дагестана, в долине рек Манас—Озень, Ачису, а также в Азербайджане, вблизи устья реки Гильгильчай. Обычно они представлены слоистыми и косослоистыми супесями и суглинками с прослоями и линзами галечников, а ближе к предгорьям замещаются косослоистыми галечниками, что хорошо можно проследить в разрезах долины р. Манас—Озень. Ближе к морю (разрезы вблизи устья р. Манас—Озень) в разрезе иногда преобладают слоистые супеси и суглинки с пластами и линзами косослоистых галечников, общей мощностью от 3 до 15 м.

Галечники сцементированы и представлены плохо и средне-окатанными обломками известняков и песчаников меловых и третичных отложений. Пески обычно глинистые, плохо сортированные. Континентальные отложения залегают иногда со следами небольшого размыва на морских верхнехазарских породах, что не дает оснований говорить о каком-либо существенном перерыве. Очевидно, здесь имело место наложение аллювиально-пролювиальных и склоновых выносов на пляжевые образования отступавшего позднехазарского моря и морские осадки постепенно замещались континентальными. В верхах толщи в ряде мест преобладают глинистые пески и суглинки со следами субаэрального выветривания и растительными остатками, которые накапливались в небольших лиманах.

Во всех случаях морские нижехвалынские отложения залегают на этих отложениях со следами незначительного размыва. Менее отчетливо это несогласие наблюдается в древних понижениях рельефа, где пески и галечники с раковинами хвалынских моллюсков ложатся на наземные суглинки с растительными остатками. Характер данного контакта позволяет предполагать, что трансгрессирующее хвалынское море заливало широкую приморскую равнину, сложенную верхнехазарскими осадками и перекрытую ательскими континентальными отложениями. Аналогичные по своему стратиграфическому положению и генезису образования развиты в Азербайджане, у подножия Юго-Восточного Кавказа.

На восточном побережье Каспия также широко распространены континентальные отложения, предшествующие раннехвалынской трансгрессии. В Северо-Восточном Прикаспии, в области северных чинков Устюрта, развиты склоновые и пролювиальные галечниковые и щебенистые отложения с прослоями супесей и суглинков. В ряде мест можно наблюдать, что эти образования подстилаются верхнехазарскими морскими песками и ракушечниками (урочище Мынсу—Алмас и др.). До уровня абсолютной высотой 45—50 м они перекрыты нижнехвалынскими морскими отложениями. Морские осадки непосредственно надстраивают континентальные образования. Такая картина наблюдается у подножия чинка Устюрта в районе песчаного массива Чагырлишулькум и в других местах (личные наблюдения автора 1949 г.); мощность этих континентальных образований от 5 до 15 м.

С этими отложениями в более восточных районах Северного Устюрта связаны остатки холодолюбивой фауны млекопитающих, которые, как и мамонтовая фауна Поволжья, характеризуют холодную климатическую обстановку времени накопления ательской свиты.

В пределах Мангышлака осадки подобного рода пользуются менее широким распространением. Пролувиальные галечники и суглинки, синхронные ательским, развиты в долинах и балках северо-западного побережья, южнее форта Шевченко. Однако весьма характерные процессы, развивавшиеся непосредственно перед раннехвалынской трансгрессией, оставили здесь достаточно отчетливые

следы. Речь идет об оползнях, приуроченных к береговым склонам и чинкам Мангышлакского плато.

На некоторых участках берега поверхность хвалынской террасы срезает блоки древних оползней и обвалов. Это явление не ограничивается морским побережьем и характерно также для склонов впадины Карагие (Федоров, 1957) и берегов залива Кара-Богаз-Гол. Несомненно, что трансгрессия раннехвалынского моря и абразия берега способствовали развитию оползней; однако без увлажнения климата и связанного с ним поднятия уровня подземных вод это явление не имело бы такого широкого размаха.

Наличие водоупорного горизонта в виде нижесарматских глин и вышележащих пористых известняков при увеличении количества атмосферных осадков создает благоприятную обстановку для развития оползней и обвалов. Оползшие массы и отдельные блоки сарматских, мзотических и понтических известняков со следами абразии перекрыты отложениями раннехвалынской трансгрессии, которые, как правило, сохранили свое первоначальное положение и не искажены более поздними оползневыми движениями. Следовательно, развитие оползней особенно сильно проявилось перед хвалынской трансгрессией и после ее максимума затухло.

В более южных частях Закаспия стратиграфическим аналогом ательской свиты являются мощные галечниковые щебенчатые пролювиальные и склоновые шлейфы, окаймляющие возвышенности Кубадага, Кюрянынкюре, Большого и Малого Балхана и Западного Копетдага. Наиболее характерны они у подножия хребта Большой Балхан (Федоров, 1946, 1957). Нижняя граница пролювиальных и склоновых галечниковых отложений устанавливается здесь только по материалам бурения, и судить о том, лежат ли они на верхнехазарских слоях или на более древних породах, затруднительно. Однако верхняя граница свиты и характер контакта с нижнехвалынскими морскими слоями весьма отчетливы.

У подножия южного склона Большого Балхана в районе г. Небитдага и восточнее можно наблюдать широкий галечниковый шлейф конусов выноса. Материал шлейфа представлен плохо- и среднеокатанными обломками известняков. От уровня абсолютной высоты 45-50 м и ниже пролювиальные галечники переработаны волнами раннехвалынского моря и образуют береговые валы с характерной косой слоистостью. Здесь встречаются прослойки и линзы песков и ракуши.

Судя по характеру раковин хвалынских моллюсков (мелкорослость, преобладание видов группы *Didacna trigonoides* Pall.), надо считать, что и при максимальной фазе раннехвалынской трансгрессии здесь продолжалось поступление пресных поверхностных вод и обломочного материала в условиях увлажнения климата. Подобные соотношения верхов континентальных образований и нижнехвалынских морских осадков характерны и для других районов Туркмении. Они, в частности, наблюдаются и вблизи ж.-д. станции Янгаджа, где Н.И. Андрусов (1900) впервые описал древние береговые линии Каспия.

На юге Западно-Туркменской низменности нижнехвалынские осадки перекрывают эоловые пески (пески Машад). Этот массив песков, образованных за счет перевевания нижнехазарских морских осадков и пролювиально-аллювиальных выносов из Западного Копетдага, представляет собой холмистую возвышенность. Аэровизуальные наблюдения автора 1945 г. показали, что в восточной половине массива крупные песчаные гряды ориентированы сумбериционально. Этот типичный грядовый эоловый рельеф закреплен чехлом лёссовидных супесей и легких суглинков, мощностью 2-6 м.

Западную часть песчаного массива слагают переработанные ветром нижнехвалынские отложения, которые, в свою очередь, образовались в результате перемывания эоловых песков. Здесь развиты песчаные гряды северо-западного простирания, на которых покров супесей отсутствует, и в настоящее время происходит перевевание песков. Раннехвалынское море покрыло и переработало западную окраину песчаного массива, а его осадки поздние также были перевеваны. Не касаясь причин различной ориентации дохвалынских и послехвалынских эоловых гряд, остановимся на природе супесчаного чехла, одевающего древний грядовый эоловый рельеф восточной части песков Машад.

Лёссовидные супеси связаны постепенным переходом с золовыми песками, образующими гряды. Супеси неслоисты, пористы, местами в них наблюдаются мелкокомковатая структура и растительные остатки. Цвет их светло-серый и грязновато-серый в отличие от желтого и светло-желтого цвета песков. Облекающее по отношению к золовым грядам положение супесей и их лёссовидный характер с несомненностью указывают, что их происхождение связано с процессом закрепления песков растительностью, которая способствовала накоплению глинистых частиц. Этот процесс происходил до раннехвалынской трансгрессии, но после формирования грядового золового рельефа, который ориентировочно возник в позднехазарское время. Покров лёссовидных супесей соответственно может быть сопоставлен с ательской свитой Поволжья (Федоров, 1957, 1959б).

Процесс закрепления песков мог протекать только в условиях влажного климата, иначе пески подвергались бы перевеванию. Золовые процессы здесь были прекращены, а созданный им рельеф законсервирован покровом лёссовидных супесей и суглинков, облекающих и гряды, и межрядовые ложбины.

Характеризуя континентальные отложения, формировавшиеся во время послехазарской регрессии в целом в пределах Каспийской области, необходимо подчеркнуть следующее.

1. Отложения ательской свиты представлены континентальными образованиями разного генезиса (аллювиом, пролювиом, склоновыми накоплениями, покровными супесями и суглинками).

2. Эти отложения занимают повсеместно четкое стратиграфическое положение между морскими верхнехазарскими и нижнехвалынскими слоями.

3. Органические остатки, заключенные в ательской свите, указывают на прохладные климатические условия, господствующие во время ее образования на юге европейской части СССР. На юге Каспийской области климат был не только прохладнее, но и влажнее современного.

Хвалынский горизонт. Отложения самой обширной трансгрессии Каспия, сформировавшиеся сразу же после образования ательской свиты, были выделены Н.И. Андрусовым в качестве хвалынского яруса (Православлев, 1913). Накопление этих отложений связано с многократными осцилляциями Каспия, оставившими свои следы в виде террас и береговых валов на абсолютных отметках от минус 16–17 до плюс 45–48 м, максимального предела распространения трансгрессии. Литологическая разнородность на разных стратиграфических уровнях и геоморфологические данные нередко служили основанием для расчленения хвалынских отложений (Православлев, 1913, 1932; Жуков, 1945). Их подразделение на нижнехвалынские и верхнехвалынские, основанное как на геолого-геоморфологических, так и на палеонтологических материалах, было предложено автором (Федоров, 1946, 1952, 1953, 1957).

Выделение хвалынского горизонта как биостратиграфического подразделения основывается на повсеместном расселении в хвалынское время в прибрежных мелководьях бассейна преимущественно представителей группы *Didacna trigonoides* Pall. После широкого распространения этой группы в раннехазарское (гюргянское) время в позднехазарском бассейне она сохраняется только в более опресненных приустьевых участках Волги и других рек, а обширные мелководья заселяются моллюсками *Didacna surachanica* Andrus. и др. С началом хвалынской трансгрессии верхнехазарские крупные толстостенные *Didacna* исчезают из прибрежных мелководий, уступая место мелкорослым и тонкостенным *Didacna ex gr. trigonoides* Pall., которые расселяются повсеместно в пределах бассейна.

Хвалынская фауна в целом существенно отличается от более ранних фаун, в том числе и от нижнехазарской. Основным критерием для палеонтологического обоснования расчленения самих хвалынских отложений являются различия в фаунах максимально раннехвалынской трансгрессии и более скромной по площади позднехвалынской трансгрессии. Для первой характерен сравнительно богатый и разнообразный в видовом отношении состав фауны при об-

шей мелкорослости форм, а для второй — чрезвычайная бедность видов, но преобладание крупных форм и массовое их скопление.

Нижнехвалынские слои. Нижнехвалынские отложения связаны с обширной трансгрессией Каспия, развивавшейся, по-видимому, в конце калининского оледенения. Морем были залиты огромные площади Прикаспийской низменности от обрыва Ергеней до северных чинков Устюрта, а на севере до подножий Общего Сырта. По долине Волги вершина раннехвалынского лимана располагалась несколько южнее Самарской Луки. На Кавказском и Иранском побережьях, а также на Мангышлаке приморские низменности были затоплены до уровня с абсолютной высотой около 50 м. По Курийской низменности опресненный залив распространился до подножий Юго-Восточного и Малого Кавказа и достигал района Мингечаура. В Западной Туркмении раннехвалынное море покрывало всю Западно-Туркменскую низменность и распространялось в Западные Каракумы до меридиана г. Кизил-Арвата.

Нижнехвалынские отложения, известные по естественным обнажениям и данным бурения, представлены прибрежными или мелководными осадками: песками, песчанистыми глинами, реже глинами и галечниками. Мощность их на платформе — около 10 м, реже до 20 м, а в тектонических депрессиях Западно-Туркменской, Курийской и Северо-Дагестанской низменностей — до 100 м и редко более. Они содержат разнообразную фауну моллюсков, при этом отдельные комплексы приурочены к определенным районам.

Для всего Северного Прикаспия от обрыва Ергеней до долины р. Эмбы и для северных чинков Устюрта характерны мелкие килеватые *Didacna cristata* (Bog.), *D. ebersini* Fed., связанные с песчаной фацией и *D. protracta* Eichw., приуроченные к глинистым осадкам. Здесь же встречаются *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena distincta* Andrus. и др. Песчаные отложения, обрамляющие границы максимального распространения моря, внедряются дальше в область суши. Поэтому комплекс фауны, где преобладают *D. ebersini* и *D. cristata* (тригоноидный танатоценоз, по О.А. Бобровой; Жуков, 1945), развит по периферии бассейна. Этот же комплекс с участием *Didacna protracta* присутствует и на полуострове Бузачи.

Для нижнехвалынских террас Дагестана и Азербайджана характерны мелкие *Didacna parallella* Bog., реже *D. cristata* (Bog.) вместе с *Monodacna*, *Adacna* и *Dreissena*. В Курийской низменности (северный борт в районе возвышенности Мишовдаг) преобладают мелкие крупные *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и редкие *Didacna cristata* (Bog.).

В нижнехвалынских отложениях Мангышлакского побережья, Прикарабагазя и Красноводского полуострова встречаются мелкорослые *D. cristata* (Bog.), *Didacna zhukovi* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. Раковины *Didacna* обычно асимметричны вследствие сильно развитого переднего поля и узкого, крутого заднего. В Западно-Туркменской низменности встречаются, главным образом, мелкие и тонкостворчатые *Didacna cristata* (Bog.), *D. ebersini* Fed. в сочетании с *Dreissena polymorpha* Pall. с редкими *Monodacna caspia* Eichw.

Аналогичная фауна присутствует и в Западных Каракумах, вплоть до самых восточных пределов распространения хвалынской трансгрессии. Какие-либо раковины моллюсков, указывающие на опреснение Каракумского залива в составе фауны, отсутствуют.

Нижнехвалынский комплекс фауны свидетельствует об общем для всего бассейна существенном опреснении. Формирование этого комплекса и его широкое расселение в пределах всего бассейна было связано с развитием ряда нижнехазарских *Didacna* ex gr. *trigonoides* Pall., которые в позднехазарское время были вытеснены из области прибрежных мелководий и занимали более пригодные для них экологические ниши. Можно уверенно говорить о тесной генетической связи между такими типичными нижнехвалынскими формами, как *Didacna cristata* (Bog.), *D. ebersini* Fed. и верхнехвалынскими *D. praetrigonoides* Nal., соответственно с нижнехазарскими *Didacna subpyramidata* Prav., *D. trigonula* (Dasch) Vekil. и *D. paleotrigonoides* Fed. В ряде случаев они

настолько близки морфологически, что трудно различимы. Только общим опреснением раннехвалынского бассейна, связанным с увеличением его водной массы в результате обильного поступления пресных вод с суши, можно объяснить развитие и широкое расселение именно тех представителей нижнехазарской фауны, которые на протяжении предшествующей истории всегда обитали в зонах местного относительного опреснения (Федоров, 1949, 1953). Достаточно напомнить, что тригоноидные *Didacna* известны из нижнебакинских отложений Прибалханской низменности Западной Туркмении, где располагалось устье палео-Амударьи или Нижнего Поволжья, а в раннехазарское время они обитали в опресненных участках моря — Куринском заливе и в упомянутых приустьевых районах палео-Амударьи и в Нижнем Поволжье.

Нижнехвалыньские отложения Мангышлака, по данным автора (Федоров, 1943, 1948, 1957) и результатам съемок экспедициями ВАГТ, представлены прибрежными отложениями нескольких абразионных террас. Это преимущественно галечники и пески с ракушкой незначительной мощности.

Здесь прослеживаются три, реже четыре абразионные террасы (Федоров, 1948). Самая высокая из них, отвечающая максимуму трансгрессии, имеет высоту 45–47 (73–75) м⁵. Эта терраса наиболее отчетливо выражена в рельефе. Она наблюдается от мыса Тюбкараган до берегов Кара-Богаз-Гола на одном уровне, без изменения высоты. Поправки, внесенные позднее экспедициями ВАГТ к замерам, произведенным автором в 1940–1947 гг., сводятся лишь к уточнениям с разницей в 1–2 м, что не опровергает основного положения о выдержанности древней береговой линии максимальной стадии раннехвалыньского моря на уровне абсолютной высоты 45–47 м. Надо иметь в виду, что само положение прежней береговой линии определяется на террасах с точностью до 1–2 м. Поэтому колебания отметок максимальной нижнехвалыньской береговой линии в пределах 1–2 м, а местами даже до 3–4 м не превышают ошибок в определении ее положения и погрешностях самого измерения. Важно, что в пределах всего Мангышлакского побережья эта береговая линия не обнаруживает видимых тектонических деформаций.

Более низкие террасы, отмечающие последующие стадии стояния раннехвалыньского моря, расположены на абсолютных высотах 32–34, 20–22, 12–14 и редко 8–9 м (60–62, 48–50, 40–42 и 36–37 м над уровнем Каспия). Наиболее отчетливо прослеживается 20–22-метровая терраса, которая обычно достигает значительной ширины. Эта терраса свидетельствует о длительном стоянии уровня моря на абсолютной высоте около 20–22 м. Террасы на абсолютных высотах 32–34 и 12–14 м также широко распространены, но, судя по их геоморфологическому строению, они отмечают более второстепенные стадии развития бассейна. Характерной особенностью максимальной береговой линии (45–47 м) в пределах Мангышлака является ее значительная изрезанность.

Отложения этого времени выполняют древние понижения: долины и впадины. Однако этот рельеф не был сформирован непосредственно перед хвалыньской трансгрессией. Континентальный режим установился здесь в среднем плиocene и, за исключением прибрежной полосы, сохранялся до нижнего плейстоцена. Уже отмечалось, что бакинские и хазарские морские осадки ингрессионно вторгаются в крупные долины и выполняют впадины (Федоров, 1957). Нижнехвалыньские отложения заполняют их и распространяются на большие площади. Наиболее показательным это явление в области безотточной впадины Карагие и в районе, расположенном к северо-западу от нее, где максимальная раннехвалыньская береговая линия на уровне 45–47-метровой горизонтали оконтуривает все крупные формы древнего рельефа.

В Западной Туркмении нижнехвалыньские отложения представлены преимущественно песками, реже глинами и галечниками. Последние приурочены к

⁵ Всюду приводятся отметки древних волноприбойных линий террас. Первые цифры — абсолютные отметки, вторые (в скобках) — над уровнем Каспия. Высоты поверхности или бровки оговариваются особо.

подножиям возвышенностей и образованы за счет перестроения пролювиальных и склоновых выносов. В области Западных Каракумов нижнехвалынские морские пески, сформированные в результате перемыва аллювиальных песков верхней каракумской подовиты (средний плейстоцен), в последующее время были переработаны эоловыми процессами. Различие между ними заключается в том, что хвалынские пески содержат значительно меньше слюды, характерной для песков каракумской свиты, и в них, помимо кварца, почти всегда присутствует раковинный детрит, а реже и сами раковины моллюсков. Мощность нижнехвалынских отложений здесь около 5 м, несколько более она у подножий возвышенностей, на юге Западно-Туркменской низменности; по данным бурения, она достигает 100 м. Однако последняя цифра, с точки зрения автора, завышена.

Древние береговые галечниковые валы, развитые у подножий хребта Кубадаг, Большого и Малого Балханов, свидетельствуют о многократных колебаниях уровня раннехвалынского моря в процессе его последовательной регрессии после достижения максимального уровня — 47 м абсолютной высоты. Основные из них развиты на абсолютных высотах: 45–47, 32–34, 25, 21, 16, 12, 8, 5 м. Однако наиболее постоянные уровни в Западной Туркмении, отраженные как в береговых валах, так и в абразионно-аккумулятивных террасах, расположены на абсолютных высотах 45–47, 32, 22–25 м и реже 12 м. Главными из них являются максимальный уровень 45–47 м (73–75 м над Каспием) и 22 м (50–52 м над Каспием), с последним связана широкая терраса, несомненно отмечающая крупную фазу развития бассейна. Следы максимального распространения хвалынского моря на абсолютной высоте 45–50 м хорошо выражены и на юге Западно-Туркменской низменности в Приатрекском районе (возвышенность Кююки, песчаный массив Машад и др.). Таким образом, здесь наблюдаются те же уровни нижнехвалынских террас, которые характерны для Мангышлака и Прикарабагазя, включая и Красноводский полуостров.

Нижнехвалынские отложения Азербайджана образуют террасы на северо-восточном побережье, у подножья Юго-Восточного Кавказа и отчасти на Ленкоранском побережье. В пределах Апшеронского полуострова развиты преимущественно абразионные поверхности, покрытые маломощными галечниками и песками, а часто и лишенные осадков. В области Куринской низменности нижнехвалынские отложения, представленные глинисто-песчаными осадками с опресненной фауной, достигают мощности 100 и даже 170 м (Векилов, 1969).

Граница максимального распространения нижнехвалынских отложений в пределах Азербайджана приурочена почти везде к абсолютным отметкам 45–49 м. На этом уровне развита древняя береговая линия террасы, которая прослеживается вдоль северного борта Куринской низменности и огибает хребет Мишовдаг. Она отчетливо наблюдается на побережье Северо-Восточного Азербайджана вплоть до долины р. Самура.

Максимальная по высоте нижнехвалынская терраса не везде сохранила свое первоначальное положение. Она несколько деформирована на наиболее активных молодых поднятиях. Так, на участке около ж.-д. станции Сиазань (мыс Кизилбурун) она расположена на 13–15 м выше своего обычного уровня и имеет абсолютные отметки до 63 м (более 90 м над Каспием). Кроме того, здесь приподнята и деформирована 22–25-метровая нижнехвалынская терраса, сложенная слоистыми глинисто-песчаными осадками.

Однако в целом на северо-восточном побережье Азербайджана можно выделить две наиболее характерных нижнехвалынских террасы — максимальную (47–50) и 22–25-метровую. Первая из них повсеместно является абразионной. Она сравнительно неширока и располагается у подножия лентницы нижнехазарских террас. Терраса высотой 22–25 м достигает значительной ширины и играет существенную роль в рельефе приморской равнины. Она сложена хорошо слоистыми песчанистыми глинами, с прослоями песков общей мощностью более 10 м, содержащими *Didacna parallella* Vog., *D. cristata* (Vog.),

Dreissena polymorpha Pall. Необходимо подчеркнуть, что эта терраса и у северного борта Куринской низменности пользуется широким развитием и также сложена хорошо сортированными глинистыми и чистыми песками с прослоями песчаных глин (разрезы западного склона Мишовдага).

На побережье Дагестана наблюдается соотношение нижнехвалыньских морских осадков с континентальными образованиями аналогов ательской свиты. В прекрасных береговых разрезах вблизи устьев рек Манас-Озень, Ачису, Шура-Озень и других видно, как морские косослоистые галечники и пески с раковинами *Didacna parallella* Vog., *D. cristata* Vog. и другими ложатся со следами незначительного размыва на толщу слоистых и косослоистых аллювиальных и пролювиальных галечников с пропластками супесей и суглинков. Этот контакт, как уже отмечалось, свидетельствует о непосредственной смене континентальных условий морскими без какого-либо существенного перерыва. В целом ряде мест от устья р. Шура-Озень до г. Избербаша нижнехвалыньские морские прибрежные галечники и пески в зоне контакта переслаиваются с галечниками и супесями подстилающего пролювиального шлейфа. Береговой вал максимума раннехвалыньской трансгрессии, развитый здесь также на абсолютной высоте 47-48 м, обычно построен из перемытых галечниковых накоплений этого шлейфа. В пределах Дагестана два главных нижнехвалыньских уровня прослеживаются отчетливо на высотах 46-48 и 22-25 м (74-76 и 50-53 м над Каспием), верхняя из этих террас обычно абразионная, а нижняя - преимущественно аккумулятивная.

Как видно, это общая закономерность строения нижнехвалыньских террас не только для всего Кавказского берега Каспия, но и его восточного побережья. Несомненно, что она отражает определенный характер развития основных фаз раннехвалыньской трансгрессии, первая из которых характеризовалась повсеместной абразией берегов в условиях нарастания трансгрессии, а вторую - преобладала аккумуляция, хотя и ей несомненно предшествовала абразия. Однако нижняя терраса далеко не везде является аккумулятивной. Так, на Мангышлаке на этом уровне развита широкая абразионная терраса. Соотношение этих двух террас (где они непосредственно располагаются одна под другой) дает основание предполагать наличие регрессий между фазами трансгрессии, образовавшимися 45- и 22-метровые террасы (Федоров, 1948 и др.). Весьма важно отметить, что там, где 22-метровая терраса является аккумулятивной, она сложена слоистыми глинистыми песками с прослоями алевритов и песчаных глин. Грубые галечники присутствуют только в базальном слое. Общая мощность пород обычно 5-10 м. Мелкозернистость отложений, существенная роль глинистых частиц и хорошая слоистость, имеющая местами ленточный характер, свидетельствуют об уменьшении абразии, малых мощностях вдоль береговых потоков наносов и длительной фазе стабилизации гидродинамического режима в прибрежном мелководье. Эта фаза развития раннехвалыньского бассейна, как будет показано ниже, протекала в условиях зарегулированного уровня Каспия в результате установившегося сброса его вод через Маньчский пролив в Азово-Черноморскую область.

В Нижнем Поволжье нижнехвалыньские отложения связаны с двумя основными уровнями. Самый высокий (древний) из них, развитый на абсолютной высоте 45-47 м (иногда 47-49 м), отчетливо прослеживается у восточного склона Приволжской возвышенности и Ергеней, подножья Общего Сырта и северных чинков Устюрта. Прибрежные отложения, связанные с этим уровнем и представленные песками, реже галечниками, подступают к абразионному клифу и заходят в эрозионные долинообразные понижения дохвалыньского возраста. Такая картина наиболее отчетлива у подножья Ергеней. На склоне Приволжской возвышенности у г. Камышина на этом уровне наблюдается абразионная терраса, которая прослеживается вверх по долине. На участке Хвалыньск - Куйбышев она постепенно переходит в поверхность III террасы Волги.

Не менее отчетливо в Северном Прикаспии развит 22–25-метровый уровень. Именно с ним связана широкая аккумулятивная терраса, сложенная преимущественно характерными "шоколадными" глинами, которые Ю.М. Васильев (1961) называет среднехвалынскими. На склоне Приволжской возвышенности, ниже максимальной нижнехвалынской террасы местами наблюдается также абразионная терраса абсолютной высотой 30–35 м (32 м), прослеживаемая и у подножьев северных чинков Устюрта. По своему положению в рельефе и геологическому строению она здесь скорее относится ко второму аккумулятивному этапу раннехвалынской трансгрессии. Таким образом, и 30–35-метровая терраса является общей для всего Каспия.

Остановимся на соотношении двух основных уровней нижнехвалынских террас Нижнего и Среднего Поволжья. Встречаются два случая таких соотношений. Первый из них наблюдается на правом берегу Волги, выше Волгограда. Здесь обычно между абразионной террасой 45–47 м и расположенной ниже 22–25-метровой аккумулятивной террасой имеется отчетливый абразионный уступ, что указывает, по-видимому, на существование регрессии, разделявшей две основные раннехвалынские трансгрессивные фазы. Более сложные соотношения отмечены на левобережье Средней Волги между районом Самарской Луки и устьем р. Еруслан. Здесь в ряде прекрасных разрезов (например, устье р. Тарлык) видно, как тонкослоистые (местами ленточно-слоистые) "шоколадные" глины, слагающие 20–22-метровую террасу, прислоняются к более высокой террасе, сложенной слоистыми песками, высота которой вблизи бровки около 29–30 м.

Само это прислонение весьма любопытно. Прослой "шоколадных" глин уменьшаются в мощности, утоняясь до миллиметра и менее, внедряются в пески более высокой террасы и как бы заползают на ее уступ. Слоистость песков высокой террасы в зоне этого сочленения весьма тонкая; она обусловлена чередованием светло-желтых и белесых песков с тончайшими пропластками "шоколадных" глин. Следовательно, накопление этих осадков шло одновременно. В пользу этого говорит и постепенный переход слоистых "шоколадных" глин в подстилающие их пески, аналогичные пескам более высокой террасы. Здесь обычно наблюдается уменьшение толщины слоев глин вниз, появление между ними прослоев песков, а ниже тонкие пропластки глин разделяют слои песков. Они обычно облекают волновую рябь песков в виде тонкой пленочки. Такого рода соотношение осадков в разрезе отражает постепенную смену режима в нижнехвалынской эстуарии Волги и исключает существование какого-либо перерыва в осадконакоплении.

Анализ всего материала по условиям залегания нижнехвалынских лиманских и аллювиальных отложений на левом берегу Волги от Самарской Луки до Волгограда показывает, что здесь можно говорить о двух основных террасах: самой высокой (древней), абсолютной высотой 43–46 м и более низкой (молодой), имеющей два уровня – 30–32 и 20–25 м, где первый отмечает трансгрессивную фазу, а второй – фазу стабилизации уровня и аккумуляции тонкозернистого материала.

Лиманские и аллювиально-лиманные осадки, отвечающие максимальной раннехвалынской трансгрессии, развитые в верхней части Волжского лимана, содержат сильно опресненную фауну моллюсков – преимущественно *Dreissena*, *Monodacna* и пресноводные *Valvata*, *Limnaea*, *Planorbis* и др. Обычно это хорошо слоистые светло-желтые пески с тончайшими прослоями коричневых (часто шоколадного цвета) алевролитов. Показательны в этом отношении разрезы III террасы Волги у с.Спасского (ниже Самарской Луки), где обнажаются (снизу): 1) осадки нижней аллювиальной свиты – русловые пески с галечниками в основании, увенчанные пойменными суглинками и погребенной почвой (общей мощностью более 12 м), – отвечают нижнехазарским морским слоям. Выше на размытой поверхности лежат: 2) осадки верхней аллювиальной свиты – русловые пески, переходящие вверх в пойменные суглинки (мощностью 5–6 м). С незначительными следами размыва на кровле суглинка залегает: 3) пески слоистые, светло-желтые, с тончайшими прослоями по

плюсностям напластования коричневых ("шоколадных") алевритов (мощностью 2,5–3 м). Верхние пески образуют поверхность III террасы Волги, расположенную здесь на абсолютной высоте около 50 м, и представляют собой в этой части Волжского лимана аллювиально-лиманные осадки максимума раннехвалынской трансгрессии, перекрывшие аллювиальные свиты III террасы⁶.

Аналогичный характер носят слоистые пески с тончайшими пропластками коричневых ("шоколадных") алевритов, залегающие в кровле III террасы Волги южнее с. Спасского.

Пески повсюду имеют отчетливую горизонтальную мелковолнистую слоистость, подчеркнутую тончайшими прослоями коричневых ("шоколадных") алевритов по плоскостям напластования.

Таким образом, в Северном Прикаспии отмечаются две основные нижнехвалыньские террасы: максимальная, связанная с наибольшей фазой трансгрессии, и более низкая (иногда два уровня), отмечающая фазу стабилизации уровня и аккумуляции материала. Эти террасы по своей высоте, геологическому строению и фауне моллюсков полностью соответствуют аналогичным террасам Кавказского и восточного побережья Каспия, а следовательно, являются общими для всего бассейна. В Поволжье они хорошо увязываются с террасами Волги. При этом более низкая раннехвалыньская терраса абсолютной высотой 22–25 м (а также и ее высокий абразионный уровень 30–32 м), сложенная преимущественно "шоколадными" глинами, переходит вверх по долине Волги сначала в лиманно-аллювиальную, а выше Самарской Луки в аллювиальную II террасу Волги. Этот переход морской террасы в речную достаточно очевиден и не вызывает обычно разногласий у исследователей.

Более сложны соотношения максимальной нижнехвалыньской террасы с III террасой⁷. Как известно, она имеет сложное строение. В основании ее залегает нижняя аллювиальная (нижнехазарская) свита, а сама терраса, как форма рельефа, образована верхней аллювиальной свитой III террасы Волги, отвечающей верхнехазарским и ательским отложениям Нижнего Поволжья.

Третья терраса Волги была подтоплена во время максимальной раннехвалыньской трансгрессии и перекрыта в зоне затопления лиманными и лиманно-аллювиальными отложениями. Именно тогда поверхность террасы в этой зоне и была выработана окончательно.

Основываясь на многочисленных разрезах в Нижнем и Среднем Поволжье, можно утверждать, что континентальные образования, формировавшиеся в долине Волги непосредственно перед распространением здесь раннехвалыньской трансгрессии, представлены ательской свитой, имеющей в основном аллювиальное происхождение. Следовательно, если ательская свита Волги отвечает по времени калининскому оледенению Русской равнины, то максимальная раннехвалыньская трансгрессия развивалась в результате его таяния. Близкие взгляды были недавно высказаны Элерсом (Ehlers, 1971), изучавшим горные сооружения Эльбурса и Иранское побережье Каспия.

Выделяя две основные фазы в развитии раннехвалыньской трансгрессии, автор не видит серьезных геологических и биостратиграфических оснований для того, чтобы рассматривать более низкую террасу в качестве стратиграфически самостоятельного "среднехвалыньского" горизонта, как это делает Ю.М. Васильев (1961).

Верхнехвалыньские слои. Отложения небольшой по площади позднехвалыньской трансгрессии ограничены обычно нулевой горизонтальностью (около 26–27 м над уровнем Каспия), к которой приурочена отчетливая береговая линия. Накопление верхнехвалыньских отложений было отделено от нижнехвалыньского осадкообразования. Перерыв между этими главными хвалыньскими фазами хорошо наблюдается почти на всех берегах Каспия. В пределах Ман-

⁶ Совместные наблюдения автора и Ю.М. Васильева в 1959 и 1960 гг.

⁷ Имеется в виду высокий уровень II террасы в понимании А.В. Кожевникова (1971).

глышлякского побережья он выражен в виде резкого абразионного уступа, разделяющего нижнехвалынские и верхнехвалынские террасы (Федоров, 1943, 1948). В Западной Туркмении этот перерыв можно наблюдать у подножий хребтов Большого и Малого Балханов, обрыва Кюрянькюре, где нижнехвалынские галечниковые береговые валы расчленены на отдельные останцы, окруженные пролювиальными выносами, которые на уровне около минус 2 м перекрыты морскими песками верхнехвалынской террасы. Последняя слабо денудирована и почти лишена молодого пролювиального чехла.

О существенном значении перерыва можно судить по различному распространению нижнехвалынских и верхнехвалынских отложений на юге Западной Туркмении (Федоров, 1957, 1959б).

На Кавказском побережье Каспия верхнехвалынская терраса абсолютной высотой около минус 2 м (26 м над Каспием) геологически и геоморфологически хорошо отделяется от более высокой нижнехвалынской террасы. Стратиграфический перерыв, разделявший нижне- и верхнехвалынские отложения, наиболее ясно можно наблюдать в Поволжье. Здесь, во-первых, имеются континентальные образования, залегающие между нижне- и верхнехвалынскими слоями ("енотаевские слои"), во-вторых, верхнехвалынская морская терраса хорошо сопоставляется с I террасой Волги. Последняя прислонена ко II террасе (нижнехвалынской) и отделена от нее размывом.

Палеонтологическая характеристика верхнехвалынских отложений, как известно, достаточно определена и отлична от таковой нижнехвалынских слоев.

Комплекс нижнехвалынских моллюсков значительно богаче и разнообразнее верхнехвалынского. В первом еще встречались нижнехазарские реликты, как, например, *Didacna zhukovi* Fed., несомненный потомок *D. delenda* Vog. Состав фауны и распространение отдельных ее представителей были связаны с местными условиями. Несмотря на несомненное единство нижнехвалынского комплекса, для разных районов Каспийской области он всегда имеет свои характерные черты, что отражает особенности гидрологических условий в этих районах. Не менее важно указать и на мелкорослость (угнетенность) нижнехвалынских представителей рода *Didacna*.

Верхнехвалынский комплекс весьма беден в видовом отношении и представлен в основном двумя видами: *Didacna praetrigonoides* Nal., *D. subcatillus* Andrus. и их вариететами, а также *Adacna*, *Monodacna* и др. Верхнехвалынская фауна, несмотря на свое однообразие в пределах всего бассейна, весьма обильна. Раковины *Didacna* обычно толстостворчатые и достигают значительных размеров.

Верхнехвалынские отложения повсюду представлены преимущественно песками, рыхлыми ракушечниками и галечниками; значительно реже алевролитами и глинами, мощностью 3–5 м и местами более 10 м. Это типичные прибрежные образования, сформировавшиеся в волноприбойной зоне. На отдельных аккумулятивных берегах эти отложения образуют до трех террас на абсолютных высотах минус 2, 11–12 и 16–17 м (или 26, 16–17 и 11–12 м над уровнем Каспия). Эти террасы нередко присутствуют и на берегах, подвергавшихся абразии (Мангышлак, Дагестан).

Наиболее характерной является самая высокая (максимальная) верхнехвалынская терраса (около минус 2 м), которая без существенных изменений высоты (в пределах 2–3 м) прослеживается на всех берегах Каспия. Эта терраса обычно абразионная; ее древняя береговая линия располагается у подножья клифа, выработанного в одной из нижнехвалынских террас. Только в областях развития интенсивных эоловых процессов (Западная Туркмения, некоторые районы Северного Прикаспия) эта береговая линия не всегда отчетлива.

Более низкая верхнехвалынская терраса (17–18 м над уровнем Каспия) чаще всего является аккумулятивной. Она сложена прибрежными песками с большим количеством раковин и обычно содержит оолиты. Верхнехвалынский комплекс моллюсков здесь наиболее богат и содержит крупные *Didacna praetrigonoides* Nal., *D. subcatillus* Andrus. В ряде районов эти отложения пред-

ставлены рыхлыми известняками-ракушечниками (Красноводский полуостров, Мангышлак, отчасти Апшеронский полуостров). На отдельных участках (Мангышлак, Карабогазские косы) поверхности этой и более молодой верхнехвальнской террасы имеют волнистый характер, что указывает на происхождение их в результате причленения друг к другу береговых валов.

Самая молодая верхнехвальнская терраса, высотой 11-12 м (абсолютной высотой минус 16-17 м), также аккумулятивная. Она сложена аналогичными песками с ракушей или очень рыхлыми известняками-ракушечниками. Однако в составе ее фауны, кроме типичных верхнехвальнских *Didacna*, встречаются уже современного (новокаспийского) облика *Didacna trigonoides* Pall., *D. crassa* Eichw., *D. haeri* Grimm. (Федоров, 1953, 1957; Векеров, 1969). Это очень существенно, так как отличие этой самой молодой верхнехвальнской фауны от новокаспийской заключается главным образом в наличии в составе последней черноморского моллюска *Cardium edule* L. Следовательно, каспийский (голоценовый) комплекс был сформирован в основных чертах в самом конце хвальнского времени.

Таким образом, в составе хвальнского горизонта на основании геологических и биостратиграфических данных выделяются нижнехвальнские и верхнехвальнские слои. Первые связаны с максимальной трансгрессией. Они содержат мелкорослую фауну моллюсков, свидетельствующую об общем относительно опреснении раннехвальнского бассейна, а вторые принадлежат менее крупной трансгрессии и отлагались в условиях более повышенной солености, близкой к солености современного Каспия. В свою очередь, в каждом из этих относительно крупных биостратиграфически обоснованных подразделений выделяется по две-три фазы; при этом первая из них всегда связана с трансгрессией (абразией), а вторая (и третья) - с аккумуляцией. В раннехвальнское время существовали две основные фазы: максимальная (береговая линия абсолютной высотой 45-47 м) и более низкая (береговая линия 30-32 и 22-25 м).

Верхнехвальнские слои также отлагались в две-три фазы, о чем свидетельствуют террасы на отметках минус 2, 11-12 и 16-17 м.

Исследования донных отложений на мелководье вдоль восточного побережья Каспия (Глазунова, 1971) показали, что верхнехвальнские осадки здесь представлены глинисто-песчаными породами с фауной *Didacna subcatillus* Andrus. и *D. praetrigonoides* Nal. В глинистых (более глубоководных) фациях встречаются *Didacna protracta* Eichw.

Хвальнские отложения представляют собой осадки изолированного слабо-соленого озера-моря, имевшего в раннехвальнское время односторонний сброс своих вод через Манычскую долину в Азово-Черноморскую область. Условия залегания хвальнских отложений в Манычской долине (Попов, 1955; Горечкий, 1966; Попов, 1970) показывают, что сброс раннехвальнских вод происходил в два основных этапа: в момент максимального пика трансгрессии (абсолютная высота 40-45 м) и при уровне трансгрессии 20-30 м абсолютной высоты. При этом первый поток каспийских вод, хлынувший на запад по Манычской долине при уровне 40-45 м, начал пропихивать водораздел, имевший абсолютную высоту до начала водосбора около 50 м, и эродировать ложе долины, западнее этого водораздела. Поток раннехвальнских вод переуглубил ложе Манычского пролива до абсолютной отметки 20 м и затем, по мере уменьшения скорости течения, началась аккумуляция, которая привела к формированию весьма характерной широкой террасы, занимающей днище долины и прослеживающейся от южной оконечности возвышенности Ергени до станицы Пролетарской на уровне около 25 м абсолютной высоты. Западнее она постепенно снижается.

По данным Г.И. Попова (1955, 1970), отложения этой террасы здесь переслаиваются с осадками сурожской трансгрессии, содержащими обедненную средиземноморскую фауну моллюсков. Однако следы этой трансгрессии, геологически и палеонтологически обоснованные, не обнаружены на других берегах Черного и Азовского морей. Отсутствуют они и в донных осадках Керченского пролива (Федоров, 1973а).

Было бы ошибочным раннехвалынские трансгрессивные фазы, как и все развитие хвалынской трансгрессии, ставить в зависимость только от величины сброса избыточных вод в Азово-Черноморскую область. Характер осадков и заключенной в них фауны моллюсков определенно указывает на связь основных стадий развития хвалынских трансгрессий (как и более древних) с общими климатическими изменениями как в области самого Каспия, так и в сопредельных территориях. Хорошая увязка двух основных раннехвалынских морских террас с III и II террасами Волги указывает на определенную зависимость этих колебаний уровня хвалынского бассейна от ледниковых явлений, протекавших на Русской равнине. Аналогичные соотношения хвалынских и речных террас имеются на Кавказе и в Северном Иране (Ehlers, 1971).

Следовательно, основными причинами многостадийности развития хвалынских трансгрессий были общие физико-географические условия, определявшие как колебание уровня древнего Каспия и характер осадконакопления, так и расселение фауны. Изменения же высоты Манычского водораздела лишь регулировали сток в Азово-Черноморскую впадину и стабилизировали уровень Каспия на определенных отметках.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ

К верхнему плейстоцену в области Черного моря относятся карангатские морские отложения, аллювиально-морские и континентальные образования времени послекарангатской регрессии и солоноватоводные осадки новоэвксинского озера-моря.

Накоплению карангатских отложений, связанных с вторжением средиземноморских вод во впадину Черного моря в фазу рисс-вюрмской планетарной трансгрессии, предшествовала регрессия, наступившая после образования узунларских слоев (террасы). Она, вероятно, отвечала рисской регрессии Средиземного моря, именуемой в Марокко тенсифской (Choubert, 1962). Этой регрессии соответствуют врез и переуглубление долин рек, впадающих в Черное море.

Можно привести много подобных примеров. Так, на побережье Болгарии карангатские морские осадки с богатой средиземноморской фауной моллюсков ингрессионно заполняют переуглубление Варненского лимана. Такой же характер залегания наблюдается и в северо-восточной части Азовского моря, в долинах Нижнего Дона и Западного Маныча. На Кавказском побережье в устье р. Агой абразией вскрыт интересный разрез (см. рис. 12), свидетельствующий о предкарангатском врезе и переуглублении долины. Здесь у самого берега, в эрозионном врезе, уходящем ниже современного уровня Черного моря, залегают аллювиальные и пролювиальные галечники, супеси и суглинки, прислоняющиеся к крутому борту долины. Сверху лежат морские карангатские прибрежные отложения, перекрывающие со следами абразии толщу флиша, и вложенные в нее предкарангатские галечники и супеси. Этот пласт карангатских галечниковых конгломератов и ракушечников образует террасу высотой 12-15 м, развитую между долинами рек Агой и Небуг.

Перерыв между узунларской и карангатской фазами хорошо виден и в ряде разрезов Керченского полуострова. Так, в стратотипическом разрезе Узунларского озера между узунларскими и карангатскими морскими осадками залегают покровные суглинки. Отчетливые следы перерыва можно наблюдать и в наиболее полном разрезе карангата южнее с. Героевского (бывшего Эльтигеня), где на узунларских слоях, расположенных ниже уровня моря (вскрытых скважиной), залегают лиманные и субаэральные осадки с пресноводной фауной (*Limnaea*, *Planorbis*) и растительными остатками, перекрытые морскими карангатскими слоями. Подошва лиманных отложений ниже современного уровня Черного моря не менее чем на 10 м. Вполне определенные следы континентального перерыва между узунларскими и карангатскими отложениями имеются и в районе Чокракского озера, где между ними развиты сослоистые галечники с *Viviparus* и др.

Какие-либо осадки с солоноватоводной фауной моллюсков между узунларскими и карангатскими отложениями пока не обнаружены ни в береговых разрезах, ни на шельфе. Это ставит под сомнение правомерность выделения среднеэвксинских слоев как отложений трансгрессивной фазы. Регрессия Черного моря, отвечавшая этому моменту, вероятно, была достаточно глубокой, если основываться на общих стратиграфических и палеогеографических данных и предполагать, что переуглубление ложа пролива Босфор до 100 м отвечает послезунларскому времени (The Black Sea ..., 1974).

Таким образом, карангатская трансгрессия не может рассматриваться в качестве второй фазы узунларской трансгрессии, а является совершенно самостоятельной.

Карангатский горизонт. Прежде чем перейти к рассмотрению карангатских отложений, необходимо определить стратиграфический диапазон этого подразделения.

А.Д. Архангельский (Архангельский, Страхов, 1938), предлагая наименование "карангатские" (по мысу Карангат на юге Керченского полуострова) для отложений, выделенных Н.И. Андрусовым (1904–1905, 1925) в качестве "тирренских", рассматривал их как самостоятельный стратиграфический горизонт, содержащий наиболее стеногалинную и термофильную средиземноморскую фауну моллюсков. В низах он граничит с узунларскими отложениями со смешанной каспийской и средиземноморской фауной либо с сильно обедненной средиземноморской, а в верхах – с новоэвксинскими слоями, охарактеризованными опресненной каспийской фауной.

Четкое биостратиграфическое понимание карангатского горизонта необходимо прежде всего для целей сопоставления его с соответствующими отложениями Средиземного моря. В разрезе всего плейстоцена Черного моря именно карангат является самым важным маркирующим горизонтом в этом отношении. Ниже будет специально рассмотрено состояние изученности средиземноморского плейстоцена. Здесь же следует отметить, что тирренские отложения (или ярус) в настоящее время подразделяются на эвтиррен (или собственно тиррен), неотиррен (или ульджа), а также палеотиррен, который рассматривается различными авторами как самостоятельная терраса моложе миляция.

Выделение и расчленение карангатских отложений в Черноморской области должны основываться на определенных биостратиграфических данных опорных разрезов. Учитывая наличие в области Черного моря обедненной средиземноморской фауны в различных горизонтах плейстоцена, необходимо исходить из того, что к карангатскому горизонту следует относить только отложения, содержащие самую стеногалинную и термофильную фауну, следуя при этом приоритету Н.И. Андрусова (1925), А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова (1938). Поэтому попытки некоторых авторов (Островский, 1967; Островский и др., 1975) относить к карангату, бесспорно, более древние образования (палеоузунларскую террасу и др.) должны быть отвергнуты как лишенные биостратиграфического основания и нарушающие правила приоритета.

Карангатские отложения распространены в пределах всей Черноморской области. Они известны на побережье Болгарии, Румынии, на юге Украины, берегах Восточного Крыма, Керченского и Таманского полуостровов и Кавказского побережья, а также в Приазовье, долине Западного Маньча и на побережье Турции. Еще Н.И. Андрусов (1925) разглядел в них аналог тирренской террасы, что сейчас представляется бесспорным.

Карангатские отложения образуют отчетливую террасу высотой от 6–8 до 12–14 м (реже более) и представлены прибрежными ракушечниками, галечниками, песками, часто сцементированными, а также лиманными алевритами и глинами. Они содержат исключительно средиземноморскую фауну моллюсков, к которой даже в таких опресненных участках, как Донской лиман и долина Западного Маньча, почти не подмешаны солоноватоводные и пресноводные формы. Это, несомненно, указывает не только на общее осолонение всего моря, но и на сильное уменьшение поверхностного стока с суши, а следовательно, и на незначительное опреснение в приустьевых участках рек.

В карангатских отложениях Черного моря известны следующие характерные моллюски (по личным сборам и литературным данным): *Cardium tuberculatum* L., *C. edule* L., *C. exiguum* Gmel., *C. paucicostatum* Sow., *Paphia senescens* (Cos.), *Ostrea edulis* L., *Macra corallina* L., *Spisula subtruncata triangulara* (Ren.), *Solen vagina* L., *Corbula gibba* (Oliv.), *Pholas dactylus* L., *Chlamys glabra* L., *Pecten varius* L., *Arca barbata* L., *Chione gallina* L., *Venus verrucosa* L., *Gastrana fragilis* L., *Donax julianae* (Kr.), *Scrobicularia planu* Cos-

Mytilus galloprovincialis Lam., *Cerithium vulgatum* Brug., *Bittium reticulatum* (Da Costa), *Nassarius reticulatus* (L.), *Rissoa membranacea* (Adams), *Hydrobia ventrosa* Mty., *Retusa umbilicata* (Mty.), *Gibbula maga albida* (Gm.), *Aporrhais pespelicani* L. По видовому составу и облику отдельных форм многие карангатские раковины сходны с тирренскими.

По мнению Л.А. Невеской (1965), среди карангатской фауны присутствуют более 25% тирренских видов. Естественно, что в полуизолированный бассейн, характеризовавшийся меньшей соленостью и расположенный значительно севернее, не могли проникнуть наиболее стеногалинные и термофильные моллюски, в частности представители тропической сенегальской фауны *Strombus bubonius* и *Purpura hemastoma*.

Наиболее представительный разрез карангатских отложений имеется в береговом обрыве широкой террасы, развитой на восточном берегу Керченского полуострова между с.Героевским и оз.Тобечикским (лиманом р.Тобечик). Этот разрез был известен Н.И. Андрусову и рассматривался им как самый полный.

Карангатская терраса на описываемом участке располагается на высоте от 7–10 м у бровки до 12–14 м у береговой линии и имеет следующее строение. На севере, вблизи с.Героевского, морские карангатские ракушечники и рыхлые песчаники залегают на абрадированной поверхности дислоцированных неогеновых глин, обнажающихся на уровне 2–3 м. В средней части развиты ракушечники, рыхлые песчаники, устричные скопления, уходящие ниже уровня моря, а в южной части берегового обрыва на верхах узунларских слоев обнажены прибрежные и лиманные осадки. Повсеместно кровля морских отложений несет следы субаэрального выветривания и почвообразования. Выше лежат покровные суглинки с двумя (местами тремя) горизонтами погребенных почв. Остановимся на каждом из этих типов разреза подробнее.

Южная часть берегового обрыва (снизу вверх):

1. Неслоистые суглинки темно-серые, буровато-зеленоватые с охристыми пятнами, прожилками и раковинами *Planorbis*, *Limnaea*, *Clessiniola*, вниз переходящие в супеси, а ниже уровня моря, согласно данным ручного бурения (Федоров, 1963), в глинистые пески и пески с пресноводной фауной и обломками *Didacna* общей мощностью 10–11 м, относящиеся к древнеэвксинскому и узунларскому времени.

Кровля слоя 1 полого снижается на север и уходит ниже уровня моря. Она несет неясные следы субаэрального выветривания.

2. Глины слоистые, голубовато-серые, с охристо-желтыми пятнами и раковинами *Cardium edule* L., *Paphia senescens* Cos., *Abra ovata* Phill. и другими, мощностью 0,6–0,8 м, в кровле глин наблюдается мергелистая светло-палевая корочка мощностью 1–3 см.

3. Пески грубые, слоистые, с галькой, охристые, желтого цвета, мощностью 0,3–0,4 м, с раковинами *Ostrea*, *Chlamys*, переходящие выше в тонкослоистые (ленточно-слоистые) светло-серые и зеленоватые глины с прослоями светло-охристых желтых песков, мощностью около 1 м. Здесь встречаются *Cardium edule* L., *C. exiguum* (Gmel), *Nassarius reticulatus* (L.), *Bittium reticulatum* (Costa) и редкие *Chione gallina* L. Кровля этого слоя неровная, она образована мергелистой палевой, иногда охристой (ожелезненной) корочкой.

4. Пески грубые, косослоистые, охристо-бурые, с *C. edule* L., *Ostrea edulis* L. и другими выполняют неровности кровли слоя 3. Мощность 0,2 м.

5. Пески уплотненные, тонкослоистые, темно-желтые (светло-"кофейные", с редкими *Cerithium vulgatum* Brug. Мощность 0,6–0,8 м. Кровля их образована уплотненной охристой (ожелезненной) корочкой и со следами незначительного размыва перекрыта вышележащим слоем.

6. Пески грубые, косослоистые, с мелкой галькой и обломками ракуши, цементированные темно-охристым глинистым песком, мощностью 0,3–0,4 м.

7. Песчаники рыхлые, детритусовые, карбонатные, слоистые и косослоистые, в низах глинистые с обломками карангатских раковин и целыми *Helix* и *Planorbis*. Мощность 1–2 м.

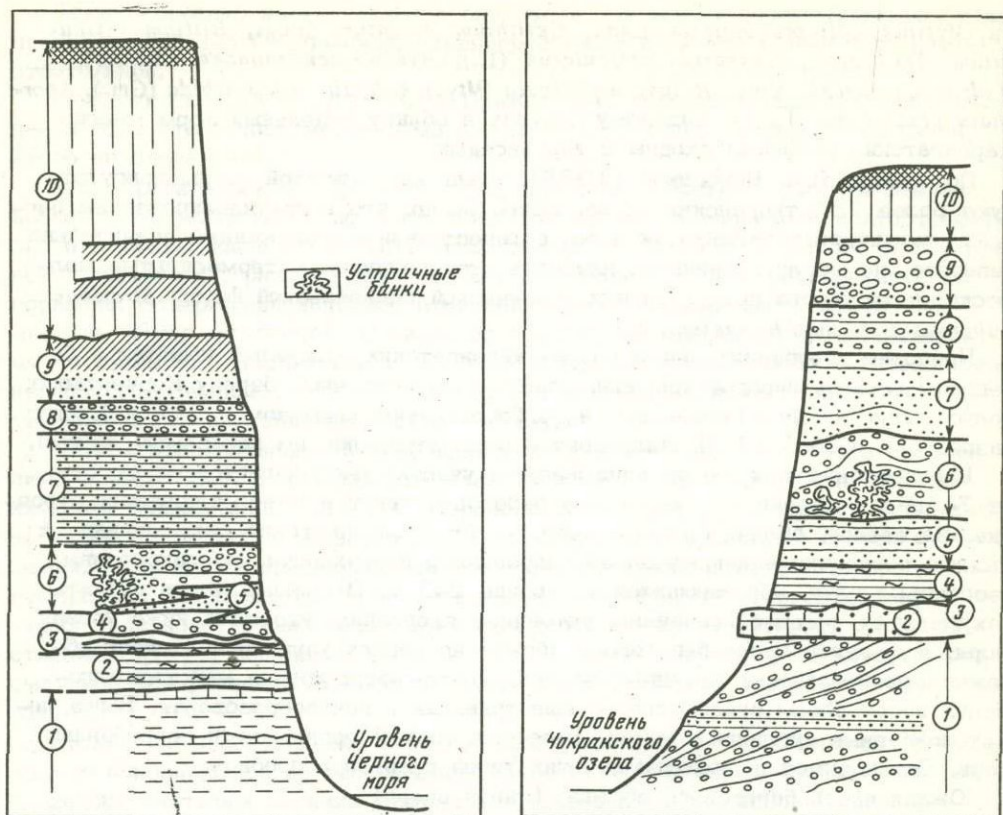


Рис. 26. Схематический (обобщенный) разрез карангатских отложений в районе села Героевского

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1–3 – раннекарангатский, 4–9 – позднекарангатский, 10 – позднеллейстоценовый. Остальные условные обозначения см. на рис. 5, 6 и 23

Рис. 27. Схематический геологический разрез карангатской террасы на северном берегу Керченского полуострова (район Чокракского озера)

Возраст слоев (цифры на рисунке): 1 – предкарангатский, 2–4 – раннекарангатский, 5–8 – позднекарангатский, 9–10 – позднеллейстоценовый. Остальные условные обозначения см. на рис. 5, 23, 26

8. Со следами размытия и переслаиваясь с породами слоя 7, залегают прибрежные ракушечники и пески с галькой, содержащие *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* Сос., *Ostrea edulis* L., *Chlamys glabra* (L.), *Nassarius reticulatus* (L.), *Solen vagina* L., *Mastra corallina* L., *Spisula subtruncata triangularis* (Ren.), *Chlamys varius* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Cerithium vulgatum* Brug.

Мощность этого слоя постепенно увеличивается на север от 0,1–1 м до 3–4 м, в то время как в том же направлении выклиниваются песчаники с *Helix* (слой 7) и снижается кровля лиманных осадков (слои 1–6).

Несколько севернее (средняя часть разреза) в береговом обрыве террасы от уровня моря и выше обнажаются только прибрежные отложения слоя 8 и перекрывающие их континентальные суглинки. Местами здесь из-под прибрежных ракушечников обнажаются лиманные глины, имеющие неровную поверхность. Лиманные осадки представлены в низах голубовато-серыми глинами с *Cardium edule* L., реже *Paphia senescens* Сос. видимой мощностью 0,6–0,8 м. Выше они приобретают зеленовато-бурую окраску с отдельными охристо-желтыми пятнами и содержат растительные остатки. На них развита прочная мер-

гелистая светло-желтая корочка толщиной 1-2 см. Этот материал выполняет и небольшие понижения в кровле первого слоя. Далее вверх следуют пески крупнозернистые, железненные, сильно уплотненные, образующие корку толщиной 3-5 см и слоистые кофейно-бурые с *C. edule*, выше глинистые, мощностью 0,5 м. На последних без существенных следов размыва залегают грубые прибрежные ракушечники, пески и галечники, соответствующие слою 8 предшествующего обнажения.

В качестве обобщения по южной и средней частям разреза у с. Героевского предлагается следующее описание (рис. 26) (снизу):

	Мощность, м
1. Суглинки желтые, переходящие по простираению в серые глины с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков <i>Planorbis</i> , <i>Limnaea</i> и др.	3
2. Глины слоистые, желто-серые, с прослоями желтых песков и раковинами <i>Cardium edule</i> L., <i>Paphia senescens</i> (Coc.) и др.	1
3. В кровле слоя 2 развита мергелистая уплотненная корка молочно-белого цвета	2-3
4. Пески грубые с галькой и раковинами <i>Ostrea edulis</i> L., <i>Chlamys</i> и др.	0,5-0,6
5. Пески уплотненные, косослоистые, темно-желтые (кофейного цвета) с раковинами наземных моллюсков <i>Helix</i> и др.	0,5-1,5
6. Пески, галечники, ракушечники косослоистые, по простираению замещаются устричными и мшанковыми банками, содержат <i>Ostrea</i> , <i>Mytilus</i> , <i>Chlamys</i>	1-3
7. Пески уплотненные, слоистые, розовато-желтые, с прослоями раковин <i>Cardium tuberculatum</i> L., <i>C. edule</i> L., <i>Ostrea edulis</i> L., <i>Aporrhais pespelicani</i> L., <i>Mytilus galloprovincialis</i> Lam., <i>Chlamys glabra</i> (L.), <i>Paphia senescens</i> (Coc.) и другими карангатскими видами	3-4
8. Галечники и ракушечники с <i>Ostrea</i> , <i>Mytilus</i> и другими, переходящие вверх в пески со следами субаэрального выветривания	1-2
9. Суглинки комковатые, бурые, с кротовинами и известковистыми стяжениями в низах (погребенная почва)	1
10. Суглинки лёссовидные неслоистые с одним-двумя горизонтами слабовыраженных погребенных почв	5-8

В строении прибрежных отложений (слои 4-8) на протяжении всего берегового разреза выделяются три основные фации (снизу):

А. Грубые прибрежные ракушечники с галькой. Они обычно сцементированы; местами раковины *Ostrea* образуют устричные банки. Здесь также встречаются *Mytilus galloprovincialis* Lam. Мощность слоя 2-4 м;

Б. Пески с характерной розовато-светло-кофейной окраской слоистые и косослоистые, уплотненные с редкой галькой и раковинами, среди которых отмечены наиболее стеногапальные и термофильные средиземноморские формы. Мощность 3-5 м. Переход от слоя А постепенный. В верхах появляются прослой и линзы ракушечников;

В. Рыхлые грубые ракушечники с галькой, а выше пески с обломками раковин; общая мощность 2-3 м.

Рассмотренные три фации карангатских отложений иллюстрируют развитие трансгрессии от начала абразии берега (слоя А) к максимальному распространению моря, угасанию трансгрессии и осушению поверхности аккумуляции террасы (слой В). Существенного стратиграфического значения эти три слоя не имеют и так же, как лиманные и прибрежные отложения карангата, не могут считаться самостоятельными подразделениями. В свое время эти фациальные различия, а главное, присутствие данных сцементированных песков с *Helix* между лиманными и прибрежными осадками дали основание (Федоров, 1963 и др.) рассматривать первые в качестве нижнекарангатских, а вто-

рые – верхнекарангатских слоев. Л.А. Невеская (1965) назвала лиманные осадки карангата тобечикскими слоями, а в прибрежных фациях выделила среднекарангатские (А и Б в вышеприведенном разрезе) и верхнекарангатские (В) слои.

Более детальное изучение этого разреза и переоценка данных по карангатским отложениям в пределах всего бассейна показали (Федоров, 1970), что для обоснованного стратиграфического подразделения этих отложений материалов еще недостаточно, а приведенные различия носят в большей степени фациальный характер. Однако аналогичное двучленное строение карангатских отложений обнаружено недавно в Керченском проливе (Федоров, 1973а). Поэтому, вероятно, будет правильным говорить пока о подразделении карангатского горизонта на нижнекарангатские и верхнекарангатские слои в пределах Керченско-Таманской области. Не исключено такое подразделение и для Кавказского побережья, уже предлагавшееся мной ранее (Федоров, 1963).

Покровные образования, залегающие на карангатской террасе, имеют довольно сложное строение (снизу):

Мощность, м

- | | |
|---|---------------|
| 1. В основании, непосредственно на кровле морских карангатских ракушечников и уплотненных песков залегают пляжевые пески с редкими обломками раковин, сцементированные известью и, вероятно, представляющие собой горизонт вымывания вышележащей почвы. Поверхность слоя неровная, изобилует небольшими понижениями и трещинами. Нередко встречаются крошечные, заполненные темными комковатыми суглинками, которые выделяются контрастно на общем белесом фоне | около 0,5–0,7 |
| 2. Выше залегают темные, буровато-серые, комковатые, гумусированные суглинки (погребенная почва), заполняющие неровности и трещины кровли слоя 1. | 0,1–0,6 |
| 3. Суглинки неслоистые, темно-палевые и серые | 1–2 |
| 4. Суглинки комковатые, гумусированные, темные, серовато-бурые (погребенная почва) | 0,3–0,5 |
| 5. Суглинки неслоистые, темно-желтые и сероватые | 0,5–0,7 |
| 6. Суглинки комковатые, гумусированные (погребенная почва) | 0,2–0,3 |
| 7. Суглинки неслоистые, темно-палевые, сероватые, лёссовидные | 2–3 |
| 8. Суглинки комковатые, гумусированные, грязно-серые (погребенная почва) | 0,1 |
| 9. Суглинки неслоистые, палево-серые, увенчанные современной почвой. Содержат остатки древнегреческой керамики | 1–3 |

Таким образом, после завершения накопления карангатских морских слоев были сформированы покровные суглинки с тремя горизонтами погребенных почв, средняя из которых сдвоенная.

Разрез карангатских отложений на берегах оз.Чокракского (северный берег Керченского полуострова) напоминает только что рассмотренный. Здесь представлены только прибрежные образования, которые залегают на косослоистых галечниках с *Viviparus* (восточный берег) или на древнеэвксинских (западный берег) отложениях. На западном берегу оз.Чокракского на размытой поверхности древнеэвксинских песков или венчающих их суглинков залегают слоистые ракушечники и пески с карангатской фауной, мощность их около 2 м. Выше они переходят в неслоистые, темно-желтые, красноватые пески мощностью 2 м, с хаотически рассеянными ракушками и их обломками, – перевеянные пляжевые образования. Эти пески сцементированы известковистым и глинистым материалом, а их кровля представляет собой весьма характерную прочную корку, нижняя поверхность которой изобилует мелкими известковистыми сталактитами, внедряющимися в пески. Выше расположены суглинки серые с включением известковистых конкреций и перекрывающие их комковатые буровато-темно-се-

рые суглинки, общей мощностью 0,7 м (погребенная почва), и, наконец, покровные суглинки. Здесь также весьма четко наблюдается фаза субаэриального выветривания и почвообразования, оставившая следы в кровле карангата.

На восточном берегу оз. Чокракского строение карангатских отложений сходно с разрезом у с. Героевского. Однако здесь более отчетливо представлены образования перерыва между древнеэвксинским (и узунларским) и карангатским циклами осадконакопления. Еще А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) отмечали палудиновые галечники, залегающие в основании карангатских слоев, которые позднее нередко рассматривались в качестве узунларских. Указанные авторы отмечали, что галечники с *Paludina* подстилаются узунларскими отложениями.

Наблюдения последних лет позволяют автору более детально рассмотреть разрез восточного берега оз. Чокракского (рис. 27). В береговом обрыве здесь обнажаются (снизу):

Мощность, м

1. Галечники косослоистые, сцементированные, состоящие из галек различной окатанности, гравия, песка и щебня местных карбонатных пород с массой раковин *Viviparus*, *Dreissena polymorpha* Pall., а также обломков *Didacna nalivkini* Wass., *D. pericrassa* Pavl. и целых *Clessiniola variabilis* Eichw., *Cardium edule* L. Характер сохранности перечисленных форм указывает, что *Viviparus* и *C. edule* находятся *in situ*, а *Didacna* — в перестроенном залегании. К толще галечников приурочены горизонтальные прослой прочных детритусовых известняков, мощностью 0,2–0,4 м, с мелкими обломками раковин. Общая видимая мощность галечников уменьшается с юга на север (в связи с соответствующим снижением их кровли в сторону Азовского моря) 1–6
2. Детритусовые известняки с массой битой ракушки и целыми раковинами *Viviparus*, *Cardium edule* L., *Mytilaster lineatus* Gmel. Они связаны переходом со слоем 1 и образуют в профиле обрыва отчетливый карниз 0,4–0,5
3. На кровле пласта 2, облекая волновую рябь, осложняющую его поверхность, развита белесая мергелистая корка. Здесь встречены *Cardium edule* L., *Chione gallina* (L.), *Mytilaster lineatus* Gmel., мелкие *Ostrea edulis* L., *Nassarius reticulatus* (L.), *Cerithium vulgatum* Brug. и редкие *Viviparus* около 0,05–0,08
4. Глины темно-серые с прослоями охристо-бурых алевроитов, песков и отдельными тонкими пролистками белесых мергелистых корочек (аналогичных слою 3). Содержат *Cardium edule* L., *Cerithium vulgatum* Brug., *Nassarius reticulatus* (L.), *Paphia senescens* (Сос.), *Chione gallina* (L.) около 1
5. Галечники и грубые пески, сцементированные с *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam. и др. 1
6. Галечники, ракушечники, пески, сцементированные, слоистые, по простиранию замещающиеся устричными банками из крупных *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam. Содержат также *Gastrana fragilis* L., *Cardium edule* L., *Paphia senescens* (Сос.) и др. 1,5–2
7. Пески слоистые розовато-кофейного цвета и палевые с *Chlamys glabra* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Cardium edule* L., *Cerithium vulgatum* Brug. и др. 2–2,5
8. Галечники и ракушечники с *Ostrea edulis*, *Chlamys glabra* и др. 2–2,5
9. Галечники грубые 1
10. Суглинки покровные 1–1,5

Описанный разрез может быть интерпретирован следующим образом.

Косослоистые галечники, залегающие в основании, являются приустьевыми (дельтовыми) отложениями, которые формировались непосредственно перед вторжением морских карангатских вод во впадину Чокракского озера. Наклон их кровли на север первичен и отражает характер залегания осадков в области дельты. Они одновозрастны лиманным суглинкам с *Limnaea* разреза у Тобечикского озера. Важно подчеркнуть постепенный переход этих галечников вверх в детритусовые известняки, увенчанные мергелистой коркой, а еще выше — в лиманные карангатские глины с типичными *Paphia senescens*.

Характер изменения фауны моллюсков здесь указывает на постепенную смену дельтовых (приустьевых) условий более осолоненными лиманными и, наконец, открытого морского залива. При этом наличие уже в толще косослоистых галечников *Cardium edule* указывает, что во время их формирования в море обитали наиболее эвригалинные представители средиземноморской (карангатской) фауны. Наличие здесь обломков *Didacna* и *Dreissena*, а также указание А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова (1938) на присутствие под палудиновыми галечниками узунларских слоев позволяют говорить о значительном размыве подстилающих древнеэвксинских и узунларских отложений, имевшем место перед накоплением дельтовых косослоистых галечников. Таким образом, на восточном берегу Чокракского озера и в разрезе южнее с. Героевского имеются отчетливые следы перерыва (регрессии) между узунларскими (и древнеэвксинскими) и карангатскими отложениями.

Судя по фауне моллюсков, в конце предкарангатской регрессии Черное и Азовское моря уже были заселены эвригалинной средиземноморской фауной.

Все остальные разрезы карангатских отложений Керченского полуострова в той или иной степени повторяют рассмотренные. Они обычно менее полны и представлены прибрежными ракушечниками и песками с галькой, которые, как правило, перекрыты континентальными суглинками или щебенистыми образованиями. Такова, например, терраса на берегу Капсельской бухты, западнее мыса Меганом (Федоров, 1963).

Здесь грубые галечниковые конгломераты с косыми прослоями детритусовых песчаников и ракушечников, мощностью 2–3 м, сменяются выше слоистыми и косослоистыми рыхлыми песчаниками с карангатской ракушкой: *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* Cos., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Chione gallina* (L.) и др. Мощность их 2 м, они перекрыты континентальными образованиями. Низы последних представлены слоистыми уплотненными супесями с пропластками гальки и мелкой щебенки и раковинами наземных моллюсков *Chondrula tridens* Müll., *Helix derbentina* Kryn., мощностью 3–4 м; в верхах развиты грубые щебенистые конгломераты мощностью 1–3 м. Кровля морских отложений расположена на высоте 8–10 м над уровнем моря и повышается до 12–14 м в месте выклинивания прибрежных отложений.

Супеси и суглинки со щебнем, перекрывающие морские осадки, образуют широкую континентальную террасу, известную в литературе как Перчемская или Судакская (Андрусов, 1912; Муратов, 1967). Характерно, что в вертикальном разрезе здесь наблюдается постепенный переход между морскими и наземными отложениями, свидетельствующий о том, что накопление континентальных супесей и суглинков Перчемской террасы началось еще при высоком стоянии уровня моря и сопровождалось периодическими заплесками при больших штормах. Следовательно, континентальные образования Перчемской террасы, во всяком случае в своих низах, относятся ко второй половине карангатского века или его концу, а не ко времени послекарангатской регрессии, которой соответствуют, вероятно, отложения, надстраивающие данную террасу, а также выполняющие более поздний врез. Возможно, такой же вывод можно сделать и в отношении покровных суглинков, перекрывающих карангатскую морскую террасу у с. Героевского и в районе Чокракского озера.

Для более полного представления о развитии карангатской трансгрессии на Керченском полуострове надо также остановиться на разрезе у пос. Новый Свет. Этот разрез отмечен впервые еще Н.И. Андрусовым (1912) и изу-

чен недавно М.В. Муратовым (1967). У подножья горы Сокол на крутом скалистом склоне, сложенном юрскими доломитизированными известняками, сохранилась волноприбойная ниша высотой около 1,5 м и глубиной около 0,5 м. Она прослеживается горизонтально на высоте около 7 м над уровнем моря. Восточнее по простиранию на этом же уровне развит грубый галечниковый конгломерат из хорошо окатанных глыб и крупных галек с прослоями детритусового песка, залегающий на абрадированной поверхности юрских известняков. Мощность конгломерата 2 м; встречаются обломки *Cardium tuberculatum* L., *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Chione galline* (L.). На конгломератах с постепенным переходом залегают рыхлые слоистые детритусовые песчаники с редкими раковинами *Chione galina*, мощностью 3-4 м, и затем неслоистые, слегка глинистые, рыхлые песчаники с редкой щебенкой, мощностью 2-3 м, а выше грубые щебни и глыбы, образующие осыпь у подножия крутого горного склона. Здесь важно, что высотное положение волноприбойной ниши (6-7 м) фиксирует не максимальный предел карангатской трансгрессии, а длительное стояние уровня моря в первой половине трансгрессии еще до достижения им наивысшего положения, которое, возможно, отвечает по возрасту лиманным глинам разреза у с.Героевского.

Дальнейшее развитие трансгрессии привело к перекрытию ниши и соответствующего ей грубого базального галечника слоистыми рыхлыми песчаниками до уровня 11-12 м. Карангатские отложения на дне Керченского пролива (Федоров, 1973а) отчетливо подразделяются на две части. Нижние слоиманнские глины, мощностью 5-10 м, с *Paphia senescens* Сос., *Cerithium vulgatum* Brug., *Cardium edule* L., *Ostrea edulis* L. и др. Они залегают на древнеэвксинских глинах на абсолютных отметках минус 10-30 м. Верхние слои - прибрежные карангатские ракушечники с обильными *Ostrea edulis* (часто устричники), *Cardium edule* L., *Paphia senescens* Сос., *Chlamys glabra* (L.), *Mytilus galloprovincialis* Lam.

Рассмотренные разрезы позволяют сделать следующие выводы, касающиеся развития карангатской трансгрессии в области Керченского полуострова. Распространение трансгрессии происходило неравномерно. Вначале уровень моря достиг отметок порядка 4-6 м выше современного уровня Черного моря и на некоторое время задержался на этой высоте. К этому моменту относится накопление лиманных глинистых осадков в низах эльтигенского разреза. Дальнейшее развитие трансгрессии привело к повышению уровня моря до 6-7 м и выработке на этом уровне волноприбойной ниши у Нового Света. Вероятно, с этой фазой связана усиленная абразия берегов и накопления грубых галечников и валунников в низах прибрежных карангатских отложений. Последующее повышение уровня, произошедшее быстро, поскольку не успевали выработаться ниши, достигло максимальной высоты около 14 м по отношению к современному уровню. В это время накапливались слоистые рыхлые песчаники средней части разрезов прибрежных отложений севернее Тобечикского и Чокракского озер. Затем началась регрессия, которая развивалась, вероятно, медленно, о чем можно судить по характеру контакта между кровлей морских карангатских отложений и надстраивающих их пляжевых песков, а выше - и наземных суглинков.

Покровные отложения, лежащие на карангате, свидетельствуют о многократных изменениях климата в послекарангатское время.

Большой интерес представляет литологический состав средней части прибрежных отложений. Хорошая сортировка, тонкая слоистость и сравнительная мелкозернистость (преобладают уплотненные пески) севернее Тобечикского озера и на берегах Чокракского озера вполне закономерны, если учесть пологий уклон дна и отсутствие крутых скалистых клифов, но в районе Нового Света, где такие же осадки залегают у подножья крутого горного склона, их происхождение трудно объяснить, так как абразия скалистого берега не могла не сопровождаться накоплением в волноприбойной зоне крупного обломочного материала. Выше уже отмечалось, что карангатские отложения в ряде мест выполняют эрозионные прибрежные понижения, выработанные во время

предшествовавшей регрессии. Особенно отчетливо это наблюдается на дне Керченского пролива (Федоров, 1973а), в долинах рек Западного Маныча, отчасти Нижнего Дона (Попов, 1955, 1970) и в Варненском лимане (Болгария) (Федоров, 1963). Карангатские отложения в последнем представлены песками и ракушечниками с *Paphia senescens* Сос., *Cardium edule* L., *Chione gallina* (L.) и *Nassarius reticulatus* (L.), *Solen marginatus* Penn., *Gastrana fragilis* L., *Loripes lacteus* L., *Cerithium vulgatum* Brug., *Mytilus galloprovincialis* Lam. и др. Отсутствие здесь *Cardium tuberculatum* связано с лиманными условиями.

Карангатские отложения далеко вторгаются в сушу по долине р. Западный Маныч, где налегают и частично переслаиваются с солончатоводными верхнехазарскими отложениями Каспия, которые Г.И. Попов (1955, 1970) называет гирканскими. Несмотря на устье Манычского лимана и непосредственную близость устья Дона и ряда мелких рек, здесь все же обитали достаточные стеногаллинные представители средиземноморской фауны. Так, Г.И. Попов (1970) приводит следующие формы: *Cardium edule* L., *Paphia aff. senescens* Сос., *Ostrea edulis* L., *Bittium reticulatum* (Costa), *Nassarius reticulatus* (L.), *Abra ovata* (Phil.), *Chione gallina* (L.), *Hydrobia ventrosa* (Mulg.), *Loripes lacteus* (L.), *Chlamys glabra* (L.), *Gastrana fragilis* (L.), *Mytilaster lineatus* (Gmel.), *Solem vagina* L., *Rissoa* и др.

Такой состав фауны свидетельствует о значительной солености вод Манычского лимана, которая, по мнению Г.И. Попова, была близка к современной солености Черного моря (17–18‰). Несомненно, что такой узкий лиман не мог сильно опресняться из-за малого притока речных вод и проникшая сюда средиземноморская фауна моллюсков могла здесь обитать.

На Кавказском побережье карангатские отложения образуют террасу высотой 12–14 м. Первоначально здесь были выделены (Федоров, 1963) две карангатские террасы: раннекарангатская и позднекарангатская соответственно на высотах 22–25 и 12–14 м. Более детальное изучение этих террас (Федоров, 1969, 1970) показало, что в большинстве случаев только отложения (последней) содержат повсеместно типичную карангатскую фауну, тогда как с первой связана сравнительно бедная средиземноморская фауна узунларского типа. Местами абразивная терраса высотой 20–22 м лишена морских осадков и перекрыта склоновыми суглинками и галечниками (к югу от пос. Джубги и др.). Однако в районе Сочи, как это уже ранее отмечалось (Эберзин, Ивченко, 1947; Федоров, 1963), карангатская терраса приподнята до 25–30 м.

Возможно, здесь произошло расщепление карангатской террасы на два уровня в результате локальных более интенсивных поднятий участка побережья между Дагомысом и Хостой (особенно около Сочи и горы Ахун). Это подтверждается работами А.Б. Островского и Ю.Д. Янушевича¹, нашедших в отложениях этой террасы около горы Ахун *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* (Сос.) и др.

На побережье Болгарии, где также были выделены две карангатские террасы (Федоров и др., 1962; Федоров, 1963, 1965а), верхняя из них (20–25 м) содержит средиземноморскую фауну карангатского или узунларского типа, среди которой отсутствуют типичные для карангата формы. В преобладающем числе разрезов можно наблюдать отложения (или террасу) биостратиграфически единого карангатского горизонта.

Нельзя относить к карангату более высокую и древнюю террасу, развившую на участке Кавказского побережья около устья р. Аше, как это предлагает А.Б. Островский (1967, 1975), именуящий ее "ашейской". Данная терраса была выделена мной ранее (Федоров, 1963, 1969 и др.) и рассматривается в качестве палеоузунларской. Ее высота 45–50 м; она содержит *Cardium edule* L., *Chione gallina* (L.), *Paphia* sp. Надо просто признать, что

¹ Устные сообщения и демонстрация разреза 25–30-метровой террасы в районе горы Ахун (апрель 1976 г.).

и до карангатской трансгрессии в Черном море имели место фазы осолонения, когда могла обитать довольно стеногалинная фауна.

В строении карангатской террасы Кавказского побережья наблюдается определенная закономерность, характерная и для более древних плейстоценовых террас. Она заключается в том, что с северо-запада на юго-восток происходит постепенное увеличение мощности террасовых отложений. Так, если на участке Джубга-Туапсе мощность карангатских отложений редко превышает 1-2 м, то около Адлера она не менее 5-8 м, а в Юго-Западной Грузии достигает нескольких десятков метров. От более высоких террас (узунарской и древнеэвксинской) карангатская терраса отделена отчетливым абразионным уступом. Последний хорошо отделяет ее от более низкой голоценовой (новочерноморской) террасы. Карангатские отложения здесь представлены прибрежными галечниками, ракушечниками, слабо сцементированными детритовыми песками. Заметим, что в том же направлении с северо-запада на юго-восток крупность материала уменьшается и пески нередко замешаются алевроитами.

Рассмотрим для примера три разреза карангатской террасы - на участках берега между Джубгой и мысом Гуавга (район пионерлагеря "Орленок"), между устьями рек Небуг и Агой и в районе г. Адлера.

Вблизи устья р. Небуг (см. рис. 12) у подножья высокой абразионной древнеэвксинской террасы развита сравнительно узкая абразионно-аккумулятивная терраса. Цоколь ее выработан в дислоцированных породах флиша, пласты которых нередко стоят на головах. Высота цоколя у бровки 6-8 м и увеличивается по направлению к древней волноприбойной линии до 12-14 м. Карангатские отложения представлены слоистыми прибрежными галечниками, ракушечниками и детритусовыми, слабо сцементированными песками. Их мощность 3-4 м. Обычно здесь в основании залегают грубые базальные галечники и окатанные глыбы, выше слоистые ракушечники с галькой, которые венчаются уплотненными песками темно-желтого цвета со следами субаэриального выветривания в верхах и перекрыты склоновыми образованиями. Высота террасы у бровки 8-11 м, а у древней береговой линии 12-14 м. Наиболее характерными здесь являются *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* Cos., *Chione gallina* (L.), *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Cardium edule* L. и др.

На участке берега между устьем р. Шапсухо (Лермонтово) и мысом Гуавга карангатская терраса имеет аналогичное строение. Здесь она располагается у подножья палеонтологически обоснованной узунарской террасы высотой 30-35 м и отделена от нее абразионным уступом. Стратиграфическое положение данной террасы в нисходящей лестнице террас Кавказского побережья и палеонтологические данные позволяют уверенно сопоставлять ее с карангатской террасой стратотипических разрезов Керченского полуострова. Иначе говоря, именно 12-14-метровая терраса соответствует прибрежным карангатским отложениям (верхний карангат) эльтигенского разреза.

На участке побережья вблизи Адлера (между поселками Хоста и Гангиди) карангатская терраса располагается также на высоте 12-14 м (древняя береговая линия) и охарактеризована такой же фауной моллюсков, но, в отличие от рассматриваемого выше участка, здесь терраса - аккумулятивная. В ее уступе, обрывающемся к голоценовой новочерноморской террасе севернее Адлера, обнажаются слоистые галечники, в низах грубые, выше хорошо слоистые с прослоями и линзами детритусовых, рыхлых песчаников и ракуши (обнажение у бензоколонки). Здесь встречаются редкие *Cardium tuberculatum* L., *Paphia senescens* Cos., *Chione gallina* (L.).

В сторону Адлера материал террасовых отложений становится мельче. Здесь в разрезе у железнодорожного переезда развиты хорошо слоистые мелкие галечники с прослоями детритусовых и ракушечных песков:

Мощность, м

1. В основании толщи залегают слоистые уплотненные галечники с редкими раковинами *Chione gallina* (L.), *Maetra corallina* L.

3-4

2. Выше галечники слоя 1 переслаиваются с уплотненными коричневыми и бурыми песками, содержащими <i>Chione gallina</i> (L.), <i>Venus verrucosa</i> L., <i>Paphia senescens</i> Cos., <i>Donax juliana</i> Куп., <i>Spisula subtruncata triangula</i> (Ren.)	2-3
3. Отложения слоя 2 вверх без перерыва сменяются галечниками с редкими обломками раковин	1-2
4. Пески уплотненные, желто-бурые, с прослоями и линзами мелкой гальки	1-1,2
5. Желтовато-черная (охристо-марганцевистая) кора	0,1-0,2
6. Галечники аллювиального типа	4-5

Более бедный состав фауны моллюсков дал в свое время основание Г.И. Попову² рассматривать карангатскую террасу у Адлера в качестве сурожской (послекарангатской). Однако такое мнение является ошибочным, так как эта часть террасы геологически хорошо уязвляется с карангатской террасой, содержащей *Cardium tuberculatum* L. Кроме того, кровля морских отложений террасы в обоих случаях располагается на уровне около 14 м, но из-за того, что сверху залегают аллювиальные и отчасти склоновые отложения, поверхность террасы повышается до 20-25 м.

Следует еще раз обратить внимание на тот любопытный факт, что карангатская терраса весьма мало нарушена современными тектоническими движениями. Она обычно расположена на высоте (отметки древней береговой линии) 8-14 м (Болгария, Восточный Крым, Керченский полуостров; Кавказское побережье) и реже на высотах плюс-минус 2-4 м (Таманский полуостров) или на 5-15 м ниже уровня моря (низовья Днепра, северный берег Азовского моря, долина р. Западного Маныча). Исключение составляет участок Кавказского побережья около Сочи, где поверхность карангатской террасы повышается до 25-30 м в результате локальных поднятий.

Если для низовий Днепра можно говорить о небольших опусканиях, то северный берег Азовского моря, расположенный на южной окраине Русской плиты, не испытывал опусканий, о чем свидетельствует высокое положение древнеэвксинских отложений. Вполне возможно поэтому, что карангатские образования, залегающие на дне в северной части Азовского моря, на глубинах 10-20 м, являются донными осадками, отложившимися во время своего образования на этом уровне. Что касается положения древней береговой линии, то здесь она могла располагаться выше современной нулевой отметки, а в дальнейшем была уничтожена.

По периферии Гурийской возвышенности и западной части Малого Кавказа выделяется терраса высотой 10-12 м, в отложениях которой местами содержатся редкие раковины моллюсков карангатского типа - *Ostrea edulis* L., *Chione gallina* (L.). В Колхидской низменности, по данным А.Г. Лалиева (Церетели, 1966), карангатские отложения представлены песками, мелким гравием, песчанистыми глинами с *Chione gallina* (L.), *Spisula subtruncata triangula* (Ren.), *Cardium edule* L., *Corbulomya maeotica* Mil., *Donax* sp. и др. (определения А.Г. Эберзина). Они залегают на глубине 70-157 м (район оз. Палеостоми) или 43-121 м.

Послекарангатские отложения. К этому возрасту относятся преимущественно аллювиальные, пролювиальные и склоновые образования, сформировавшиеся после максимума карангатской трансгрессии. В ряде случаев они представлены покровными лёссовидными суглинками (Керченский, Таманский полуостров, юг Украины). В результате бурения, проведенного Гидропроектом на дне Керченского пролива, вскрыты послекарангатские осадки аллювиально-морского или аллювиального типа (Федоров, 1973а).

Если судить по характеру контакта наземных образований с подстилающими их морскими карангатскими осадками и условиями их залегания (Перчемская

терраса района Судака, карангатская терраса вблизи устья р.Агой и т.п.), то представляется несомненным, что накопление континентальных отложений началось после осушения кровли морских осадков, на которой, однако, успела сформироваться нижняя надкарангатская почва. Низы наземных образований обычно представлены хорошо сортированным, сравнительно мелкозернистым и обычно слоистым материалом. Это видно в разрезах у села Героевского, в Капсельской бухте, севернее устья р.Агой и др. Такой состав отложений, вероятно, указывает на сохранение в это время климатических условий карангатского времени.

Верхняя часть (нередко бóльшая по мощности) разреза континентальных отложений обычно представлена более грубым, плохо слоистым, а часто и неслоистым материалом. Это склоновые и пролювиальные и аллювиальные отложения. Основываясь на материалах по Восточному Крыму, особенно на участке горы Карадаг — Новый Свет, можно думать, что во время накопления склоновых и пролювиальных щебенистых и суглинистых отложений Перчемской террасы, перекрывающих морской карангат, происходил усиленный снос грубого обломочного материала и выработка широкой предгорной поверхности. Несомненно, что эти явления протекали в иной климатической обстановке, отличной от той, которая была в самом начале послекангатской регрессии. Вслед за М.В.Муратовым можно говорить об увлажнении и, возможно, похолодании климата в то время.

В Маньчской долине поверх карангатских залегают верхнехазарские отложения с солоноватоводной каспийской фауной, именуемые Г.И. Поповым (1955, 1970) и Г.И. Горешким (1953, 1970) "гирканскими". Выше здесь развиты озерные песчано-глинистые отложения, отчасти покровные суглинки гудиловской свиты — аналога ательской свиты Каспия.

На западном берегу Таманского полуострова у пос. Ильичевка развиты глинисто-песчаные отложения, образующие фрагмент террасы высотой 2 м над уровнем моря. Они содержат переотложенную ракушу из расположенной рядом карангатской террасы и солоноватоводные двустворчатые моллюски — *Didacna* aff. *pallasi* Prav., *D. ex gr. subpyramidata* Prav., *D. ex gr. ebersini* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena caspia* Eichw., *Theodoxus pallasi* Lindh. На этих слоях лежат суглинки мощностью 8–10 м, покрывающие также и карангатские отложения. Г.И. Попов (1973) считает эту террасу гирканской. Однако, как было показано выше, гиркан Г.И. Попова (1970) отвечает верхнехазарскому горизонту. Можно думать, что отмеченная терраса формировалась в самом начале послекангатской регрессии при сбросе позднехазарских вод из Каспия через Маньчскую долину. Однако не исключено, что эта терраса может отвечать времени сброса вод раннехвалынской трансгрессии через Маньчскую долину в Черное море. В пользу такого предположения говорит хвалынский облик фауны моллюсков этой террасы.

Судя по разрезу надкарангатских покровных суглинков эльтигенского разреза (с.Героевское), послекангатское время было богато событиями (несколько погребенных почвенных горизонтов).

В связи с этим следует рассмотреть вопрос о правомерности выделения "сурожских" слоев (интерстадиал вюрма). Под сурожскими Г.И. Попов (1955, 1970) выделяет отложения со смешанной обедненной средиземноморской и хвалынской (каспийской) фауной моллюсков, залегающие в долине Западного Маньча, в основании I террасы. В стратиграфической шкале Черного моря, по мнению Г.И. Попова, они располагаются между карангатскими и новоэвксинскими отложениями. Сурожские осадки, по Г.И. Попову, представлены серыми и темно-серыми песками с *Cardium edule* L., *Didacna ex gr. ebersini* Fed., *D. ex gr. parallella* Bog., *D. praetrigonoides* Nal., *Bittium reticulatum* (Costa), *Nassarius reticulatus* (L.), *Mytilaster lineatus* Gmel., *Hydrobia ventrosa* Mntg. и др. Они залегают на размытой поверхности карангатских, гирканских и более древних отложений и сменяются выше супесями и суглинками только с хвалынскими раковинами. Эти последние, по мнению Г.И. Попова, образуют поверхность I террасы Маньчской долины, сформированную во время стока вод Каспия, во

вторую половину раннехвалынского времени, стоявшего на уровне 20–25 м абсолютной высоты. Если это действительно так, то раннехвалынской 20–25-метровой террасе Каспия, сложенной в Нижнем Поволжье "шоколадными" глинами, в Черном море должна отвечать терраса или трансгрессивная пачка отложений, охарактеризованная обедненной средиземноморской фауной.

Сама идея Г.И.Попова (устное сообщение 1954 г.) не вызывала у автора никаких возражений (Федоров, 1957), однако сурожская терраса, по последним данным Г.И.Попова (1970), имеется не только в долине Западного Маныча, но развита на восточном берегу Азовского моря и Черноморском побережье Кавказа севернее г. Адлера.

Наблюдения, проводившиеся в 1955 – 1958 гг. (Федоров, Гептнер, 1959), и данные Л.А.Невеской (1965) показали, что на восточном берегу Азовского моря развита низкая морская терраса высотой 3–5 м и отвечающие ей песчаные бары (косы), содержащие обедненную средиземноморскую фауну моллюсков, позволяющую относить ее к новочерноморским слоям (голоцену). Такая же новочерноморская терраса сохранилась и на других берегах Азовского моря (северный берег Керченского полуострова, низкая терраса и косы северного берега Азовского моря и т.д.).

В последнее время некоторые геологи (Зубков, Кочегура, 1973; Островский и др., 1975), основываясь на изотопных данных, стали относить к сурожу карангатские отложения, содержащие типичную для карангата стратотипического разреза Керченского полуострова стеногалинную фауну моллюсков. Так, из карангатской в сурожскую была переименована терраса Кавказского побережья высотой 12–14 м, а также терраса высотой 4–5 м южнее мыса Тузла на Таманском полуострове. Автору кажется, что для таких существенных перестроек в стратиграфии одних физических методов еще мало. Что же касается убедительных геологических и палеонтологических данных в пользу выделения сурожской интравюрмской трансгрессии Черного моря, то их пока нет.

Для понимания послекарангатской истории Черного моря исключительное значение имеют материалы бурения в Керченском проливе, проведенного Гидропроектом в 1972–1973 гг. Далее будет специально рассмотрен разрез донных отложений Керченского пролива. Здесь же надо отметить, что в прибрежные карангатские и древнеэвксинские отложения, развитые на дне пролива, вложены глинисто-песчаные осадки с обильной ракушей древнеэвксинских, карангатских и пресноводных моллюсков: *Cardium edule* L., *Ostrea edulis* L., *Paphia senescens* Cos., *Corbula gibba* (Oliv), *Dreissena polymorpha* Pall., *Clessiniola variabilis* Eichw., *Viviparus duboisianus* (Mouss.), *Valvata piscinalis* Müll., *Didacna nalivkini* Wass., *D. pallasi* Prav. и др. Здесь также встречена фауна солоноватоводных остракод (определения Г.Ф.Шнейдер) – *Cyprides littoralis* (Br.), *Cyprides punctillata* (Br.) и др. Эти отложения выполняют перуглубления донного рельефа, выработанные в карангатских, древнеэвксинских и неогеновых породах, и залегают на глубинах до 60 м. Фациальный состав, присутствие раковин пресноводных моллюсков и солоноватоводных остракод, а также окатанность ряда карангатских морских раковин позволяют рассматривать их как аллювиальные или аллювиально-морские осадки времени послекарангатской регрессии (Федоров, 1973а). Вероятно, они образованы речным потоком, проходившим через современный Керченский пролив из области Азовского моря, на месте которого располагалась в то время низменность, прорезаемая долиной палео-Дона. Гипсометрическое положение послекарангатских отложений в проливе указывает на существенное снижение уровня Черного моря в послекарангатское (вюрмское) время.

Новоэвксинские слои. Новоэвксинские отложения развиты на дне Черного моря. Они представлены преимущественно глинистыми осадками, содержащими остатки обедненной фауны моллюсков каспийского типа. Изучение новоэвксинских слоев еще далеко не завершено, так как непосредственные наблюдения над ними возможны лишь при применении соответствующей техники морского бурения. Широко развернувшиеся в настоящее время геологические исследования шельфа, несомненно, решат эту проблему в ближайшие годы.

При палеонтологической обработке материалов бурения в Керченском проливе, проводившегося в 1917 г. Н.И. Андрусовым (1918), выше карангатских отложений (тирренских по его номенклатуре) были обнаружены осадки с фауной моллюсков каспийского типа. Позднее А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым (1938) эти отложения были установлены в ряде мест акватории Черного моря, по данным зондирования с судна "Первое мая" экспедиции Ю.М. Шокальского, и выделены ими в качестве новозвксинских.

Детальные исследования прибрежных мелководий были проведены Е.Н. Невеским (1958, 1967) при помощи вибропоршневой трубки, а палеонтологические материалы обработаны Л.А. Невеской (1959, 1965), давшей весьма обстоятельную характеристику новозвксинской фауны моллюсков. В последнее время на шельфе Черного моря была установлена затопленная береговая линия на глубине около 80 м, которая П.Н. Куприным и Ф.А. Шербаковым (1972) рассматривается в качестве новозвксинской. Однако автору кажется, что она должна быть связана с низким уровнем послекарангатской регрессии.

Новозвксинские отложения в стратиграфической колонке занимают место, непосредственно предшествующее древне- и новочерноморским голоценовым слоям. Судя по условиям залегания их в низовьях Днепра (результаты бурения 1968–1969 гг.; Горещкий, 1970), можно говорить, что их накопление было связано с начавшейся трансгрессией моря, сменившей послекарангатскую регрессию. Ингрессионный характер залегания осадков юго-западнее г. Херсона, где они выполняют эрозионные переуглубления, показывает, что позднеледниковая трансгрессия Черного моря начала развиваться при солоноватоводном режиме бассейна, т.е. в новозвксинское время.

Новозвксинские слои представлены песчано-глинистыми и глинистыми осадками с весьма бедной фауной каспийского типа без примеси эвригалинных средиземноморских элементов, которая, по Л.А. Невеской (1965), содержит: *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna vitrea euxinica* Neveesk., *Hypanis plicatus relictus* (Mil.), *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena distincta* Andrus. Прежние указания Н.И. Андрусова (1918) на присутствие здесь *Didacna moribunda* Andr. исследованиями Л.А. Невеской не подтверждены. Из керновых материалов Гидропроекта 1971–1973 гг. в новозвксинских слоистых глинах Керченского пролива, залегающих на глубине 30–40 м, автором определены: *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna* sp., *Adacna vitrea euxinica* Neveesk., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena distincta* Andrus., *Dreissena caspia* Eichw., *Micromelania caspia* Eichw., *Viviparus* sp., *Lithoglyphus naticoides* (Fer.), *Valvata pulchella* (Stud.). Здесь также не были обнаружены представители рода *Didacna*. Новозвксинские отложения известны только на дне Черного моря, обычно на глубинах около 20 м, т.е. распространены внутри контуров современной акватории, как и указывали первоначально А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938). Никакой террасы, расположенной выше современного уровня моря, они не образуют. Указания на этот счет, имеющиеся в литературе, связаны с недоразумениями.

Терраса в черте г. Сочи (Эберзин, Ивченко, 1947), ныне скрытая постройками набережной, содержала *Dreissena polymorpha* Pall., *Theodoxus* cf. *fluviatilis* L., *Clessiniola* cf. *variabilis* Eichw., *Cardium edule* L. Присутствие здесь *C. edule* указывает, что новозвксинские раковины, вероятно, были выброшены волнами со дна при формировании штормового пляжа.

Данные о наличии новозвксинских отложений в Румынии, далеко заходящих по долине р. Дуная, сейчас оспариваются (Невеская, 1965), поскольку эти образования в действительности являются древнеэвксинскими, с чем автор полностью согласен. Д.В. Церетели (1966) не приходит к окончательному решению этого вопроса. Он также критически относится к существованию новозвксинской террасы выше современного уровня моря, в частности у г. Сочи, но в то же время считает возможным соответствие ее одной из низких речных террас (8–12 м) Кавказского побережья – новозвксинской. На приложенных к работе Д.В. Церетели (1966) палеогеографических картах показано вторжение новозвксинского моря только около г. Поти, на остальных же участках побережья

границы бассейна находились внутри контуров современного Черного моря. Споровость стратиграфического и гипсометрического положения новоэвксинских слоев возникает из-за нечеткости их границ с подстилающими и перекрывающими отложениями. Даже их граница с древнечерноморскими слоями не вполне определена, несмотря на возможность ее непосредственного изучения.

Если основываться на понимании этого вопроса А.Д.Архангельским и Н.М.Страховым (1938), то новоэвксинские отложения содержат только обедненную каспийскую фауну без средиземноморских элементов, тогда как в древнечерноморских слоях, связанных с ними постепенным переходом, появляются также эвригалинные средиземноморские формы. Такой критерий был принят и Л.А.Невесской (1965), он и автору представляется единственно правильным. Поэтому под новоэвксинскими слоями надо понимать отложения, содержащие исключительно солоноватоводную фауну каспийского типа, причем сильно обедненную, состоящую из организмов, обитающих сейчас в опресненных участках Северного Каспия.

Эти слои повсеместно располагаются ниже современного уровня моря. Какое их отношение к подстилающим осадкам и что представляют из себя эти последние? Сейчас, основываясь на материалах бурения в Керченском проливе, об этом можно говорить более определенно. Новоэвксинские тонкослоистые глины подстилаются здесь сравнительно грубозернистыми отложениями — песками, глинистыми песками с обильными раковинами карангатских и пресноводных моллюсков. Эти отложения формировались при довольно быстром течении по проливу в Черное море, уровень которого располагался ниже современной 60-метровой изобаты. Переход их в новоэвксинские глины довольно отчетлив.

Литологический характер и палеонтологический состав новоэвксинских слоев с несомненностью указывают, что во время их накопления по ложбине Керченского пролива поток речных (донских) вод прекратился, и устье палео-Дона располагалось где-то в пределах современного Таганрогского лимана. В пользу последнего предположения говорят материалы по строению шельфа Азовского моря (Геология Азовского моря, 1974), согласно которым новоэвксинские морские осадки полосой протягиваются по его дну на северо-восток, в сторону устья Таганрогского лимана.

Вслед за А.Д.Архангельским и Н.М.Страховым (1938) надо считать, что опреснение Черного моря, начавшееся в конце карангатского и в послекарангатское время, было связано с прекращением нижнего босфорского течения (из Мраморного моря). Оно развивалось от верхних слоев толщи воды к нижним и поэтому можно предполагать, что глубоководные части Черноморской впадины еще некоторое время были заняты сравнительно солеными водами. Изучение глубоководных осадков Черного моря, проведенное на американском судне "Атлантис II" (Degens e.a., 1972), показало, что время перехода соленого моря в опресненное имеет абсолютный возраст порядка 25 тыс. лет, тогда как 22 тыс. лет назад здесь располагался уже сильно опресненный бассейн. Эти датировки относятся ко времени послекарангатской регрессии.

Новоэвксинские слои следует рассматривать как осадки, отвечающие второй половине вюрмской регрессии Средиземного моря. Геологические данные по новоэвксинским отложениям позволяют говорить о том, что в это время уже стала развиваться трансгрессия Черного моря. Однако она началась раньше планетарной послеледниковой трансгрессии и представляла собой трансгрессию каспийского типа. Надо предполагать, что она была связана с избыточным притоком вод в Черное море с суши и развивалась, таким образом, по принципу климатической трансгрессии. Последующая послеледниковая (фландрская) трансгрессия, отразившаяся в Черном море в виде древне- и новочерноморской трансгрессий, как бы подхватила (продолжила) новоэвксинскую.

Рассматривая ход геологической истории Черного моря в конце позднего плейстоцена, необходимо учитывать и обстановку в Средиземном море, сложившуюся после неотирренской (ульджинской) трансгрессии. В соответствии с данными большинства исследователей, там во время последнего (вюрмского) оледенения произошла грандиозная регрессия, получившая наименование грималь-

дийской, которая была связана с планетарной гляциоэвстатической регрессией Мирового океана, уровень которой определяется различными исследователями в пределах от 100 до 130 м.

При таком уровне Средиземное море даже в условиях сброса в него сильно опресненных вод Черного моря не могло превратиться в опресненный бассейн, так как его сообщение с Атлантическим океаном через Гибралтарский пролив продолжало оставаться свободным. Однако не исключено, что Эгейское и Мраморное моря подверглись некоторому опреснению. При этом, вероятно, здесь обитала хотя и эвригалинная, но средиземноморская фауна. Поэтому первое же проявление нижнего босфорского течения, возникшего в результате последне-икового повышения уровня океана и Средиземного моря, привело к проникновению средиземноморской фауны в Черное море и акклиматизации наиболее эвригалинных ее представителей.

Как уже говорилось, развитие послеледниковой (фландрской) трансгрессии Мирового океана и Средиземного моря отразилось в Черном море в виде черноморской трансгрессии, начало которой относится уже к голоцену. Основываясь на установившихся представлениях о положении границы плейстоцена и голоцена на хронологическом уровне 10-12 тыс. лет, следовало бы верхи новозексинских отложений относить уже к голоцену, так же как и верхи верхнехвалынских отложений Каспия. Однако ни новозексинские, ни верхнехвалынские слои обычно к голоцену не относят, а проводят его нижнюю границу под черноморскими и новокаспийскими слоями.

Такое положение плейстоцен-голоценовой границы хорошо обосновано палеонтологически и палеогеографически. Оно отвечает абсолютному возрасту около 7-8 тыс. лет (возможно, и 9 тыс. лет).

ГОЛОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ И КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

ЧЕРНОМОРСКАЯ ОБЛАСТЬ

Первые сведения о голоценовых отложениях Черного моря, полученные еще Н.И.Андрусовым (1918), были дополнены работами А.Д.Архангельского и Н.М.Страхова (1938), а позднее исследованиями Л.А.Невесской (1965), Е.Н.Невесского (1967) и др.

Начало накопления голоценовых черноморских осадков отвечает первому появлению в них эвригалинных представителей средиземноморской фауны. Переход новоэвксинских отложений в голоценовые черноморские не вполне отчетлив. Новоэвксинские слои, представленные песчано-глинистыми и глинистыми осадками с *Monodacna* и *Dreissena*, вверх сменяются по существу теми же отложениями с той же фауной, к которой подмешиваются редкие и обычно мелкие *Cardium edule* L. Так, судя по данным скважин Гидропроекта в Керченском проливе, новоэвксинские отложения, представленные серыми песчанистыми глинами с *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena caspia* Eichw., вскрытые на глубине (от поверхности дна) около 35-40 м, сменяются вверх такими же серыми песчанистыми глинами и сильно глинистыми песками с *Monodacna*, *Dreissena* и весьма редкими, обычно мелкими *Cardium edule*, а еще выше появляются и редкие, очень мелкие *Cardium exiguum* (Gmel.).

Однако по новым скважинам Гидропроекта, пройденным осенью 1973 г. на дне пролива севернее "створа 1971 г.", отчетливо выявляется фаза размыва на границе новоэвксинских и древнечерноморских слоев, указывающая на существование небольшой регрессивной фазы перед началом черноморской голоценовой трансгрессии. Это подтверждается также данными Д.В.Церетели и Н.С.Мамацашвили (1975), согласно которым в Колхиде, на границе новоэвксинских и древнечерноморских слоев прослеживается горизонт торфяников. Таким образом, представления С.И.Скибы (устное сообщение 1977 г.) о стратиграфическом единстве этих слоев на дне Керченского пролива являются необоснованными.

Материалы, полученные американским исследовательским судном "Атлантас II" в юго-западной части акватории Черного моря, показали, что количество органического вещества в донных осадках резко увеличивается выше хронологического рубежа 7-9 тыс. лет назад, что соответствует резкому замедлению послеледниковой трансгрессии океана, отмеченному на графике Дж.Каррея (Curray) перегибом кривой повышения уровня. Именно с этого момента началось постепенное превращение опресненного новоэвксинского проточного бассейна в современное Черное море.

В разрезе донных отложений Керченского пролива (скважины 10, 11) отчетливо выделяются отложения, формировавшиеся в начале вторжения средиземноморских вод, а также первого появления и расселения наиболее эвригалинных элементов фауны Средиземного моря. Это слои, которые отвечают нижнему горизонту древнечерноморских отложений, выделенных А.Д.Архангельским и Н.М.Страховым (1938), или бугазским, витязевским и каким-то еще переходным слоям между последними и каламитскими слоями схемы Л.А.Невесской (1965). Наблюдается постепенное увеличение роли средиземноморских элементов фауны, связанное с прогрессирующим осолонением Черного моря в

процессе развития послеледниковой трансгрессии и возрастания влияния нижнего босфорского течения.

Более молодые слои рассмотренного разреза содержат самую богатую и со- лонлюбивую фауну моллюсков. По своей палеонтологической характеристике и стратиграфическому положению они соответствуют казантипским слоям схемы Л.А.Невесской (1965) для южной части Азовского моря и северной части Керченского пролива, которые также характеризуются более стеногалинной фауной, нежели современные. Признавая более осолоненную, чем современная, фазу в развитии Азовского моря в казантипское (каламитское) время, Л.А.Невесская (1959, 1965) не считает возможным говорить о том, что соленость Черного моря в новочерноморское время, в максимальную фазу трансгрессии, была выше современной (Федоров, 1956, 1959а, 1971).

Сейчас представляется очевидным, что именно новочерноморские слои, содержащие самую обильную, богатую в видовом отношении и наиболее стеногалинную фауну и соответствующие каламитским (казантипским) слоям, отвечают отложениям новочерноморской террасы, отмеченной автором на берегах Азовского и Черного морей. Эта терраса прекрасно выражена на северном берегу Керченского полуострова, восточнее мыса Казантип, и на восточном берегу Азовского моря, вблизи кос Долгой и Камышеватовской.

На берегах Черного моря она отмечена в Болгарии, Восточном Крыму, Керченском и Таманском полуостровах и на Кавказском побережье (Федоров, 1956, 1959а, 1963, 1971; Федоров и др., 1962). Состав фауны моллюсков из отложений новочерноморской террасы сходен с отмеченным для этого слоя из скважин, пройденных в донных осадках Керченского пролива. Если судить по богатым сборам фауны из новочерноморской террасы в Болгарии, около Балчика (Федоров, 1963), или на северном берегу Керченского полуострова, то ее состав свидетельствует о солености новочерноморского бассейна в максимум трансгрессии, все же несколько превышавшей соленость современного Черного моря. Это подтверждается и данными по диатомовым водорослям из этих отложений (Забелина, 1974). Для Азовского моря эта разница в фауне и, следовательно, в солености более заметна, что признает и Л.А.Невесская.

Таким образом, надо считать, что если соленость Азовского моря в максимум новочерноморской трансгрессии была выше современной, то для Черного моря эти различия менее отчетливы.

Такое явление вполне закономерно, так как при повышении уровня на 2–3 м в оптимум трансгрессии водообмен между азовской и черноморской частями новочерноморского бассейна становился более свободным, что облегчало приток в Азовское море более соленых вод и расселение здесь более богатой фауны. При малом объеме вод Азовского моря это вызывало гораздо больший эффект осолонения, нежели аналогичное явление в Черном море. Несмотря на увеличение роли нижнего босфорского течения (из Мраморного моря в Черное) в максимум трансгрессии, огромная по сравнению с азовской масса воды Черного моря не могла сильно осолониться, а следовательно, и состав фауны моллюсков не мог значительно отличаться от современного. Новочерноморская трансгрессия, связанная с фландрской трансгрессией Мирового океана и Средиземного моря, в момент своего максимума должна была привести к наибольшему осолонению Черного моря.

Возвращаясь к разрезам буровых скважин в Керченском проливе, надо сказать, что самые верхние слои — пески и ракушечники с *Cardium edule* L., *C. exiguum* (Gmel.), *Chione gallina* (L.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Corbula mediterranea maeotica* (Mil.), *Loripes lactens* L., *Hydrobia ventrosa* Mntg. и другими отвечают джеметинским слоям Л.А.Невесской (1965) и выделенной автором нимфейской террасе. Их мощность около 6–7 м; они выходят выше уровня моря и образуют тело косы Чушки.

Таким образом, это самые молодые аккумулятивные прибрежные образования, расположенные менее чем на 1 м выше современного пляжа и связанные с нимфейским повышением уровня (Федоров, 1959а); их отложения соответствуют джеметинским слоям Л.А.Невесской и Е.Н.Невесского (1967).

Голоценовые отложения Черного моря по разрезам береговых террас неоднократно описывались автором, поэтому здесь следует сказать лишь об основных данных.

Новочерноморская терраса широко развита на берегах Черного и Азовского морей. В Черном море ее можно наблюдать на всем Кавказском побережье (особенно между поселками Хостой и Гантиади, в районе г.Очамчире, в Колхиде и Гурии). Эта терраса отчетливо развита в Восточном Крыму, на северном берегу Керченского полуострова, восточном берегу Азовского моря, на юге Украины, в Румынии и Болгарии.

Чаще всего мы имеем дело с аккумулятивной террасой, иногда достигающей ширины в несколько сотен метров и более (район Адлера). Морские песчано-галечниковые осадки здесь перекрыты плащом наземных суглинков, а вблизи устьев рек — аллювиальными отложениями. В ряде мест можно наблюдать, как аккумулятивная терраса на выступах берега и мысах переходит в абразионно-аккумулятивную и далее в абразионную террасу. Это хорошо видно на побережье Болгарии, где у пос.Балчика (Федоров, 1963) имеется абразионно-аккумулятивная терраса, отложения которой содержат обильную ракушу *Cardium edule* L., *C. exiguum* (Gmel.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Ostrea edulis taurica*, *Chione gallina* (L.), *Gastrana fragilis* L., *Paphia discrepans* Mil., *Nassarius reticulatus* (L.). Цоколь коренных пород расположен на высоте около 4 м, а поверхность террасовых отложений вблизи к древней береговой линии — на отметке 5 м.

На юге Болгарского побережья, в районе городов Созопола и Мичурина, абразионная терраса на высоте 4–5 м развита очень широко. В заливообразных вогнутостях берега она обычно переходит в абразионно-аккумулятивную новочерноморскую террасу. Наличие именно здесь, в области Странджинской платформы, абразионной и абразионно-аккумулятивной новочерноморских террас на несколько метров выше современного пляжа, безусловно указывает на более высокий, чем сейчас, уровень моря. Поэтому замечания Е.Н.Невесского (1967) о том, что существование этой террасы выше современного пляжа на Кавказе связано только с молодыми поднятиями, и, следовательно, она не свидетельствует о более высоком уровне моря, совершенно несостоятельны.

Новочерноморская терраса расположена на 2–3 м выше современного пляжа не только в областях поднятий или на относительно стабильных участках земной коры, но и в областях опусканий (северный берег Азовского моря). В наиболее интенсивно прогибающихся участках (Колхида, район Пути) отложения новочерноморской террасы оказались погребенными под более поздними морскими, аллювиальными и наземными отложениями (Черетели, 1966).

Такое расположение новочерноморской береговой линии убедительно свидетельствует о сравнительно небольшой амплитуде вертикальных движений, имевших место за последние 3–4 тыс. лет, а также о главенствующей роли эвстатического фактора в развитии послеледниковой трансгрессии.

При новочерноморской трансгрессии в термический максимум голоцена уровень моря был на 2–3 м выше современного (учитывая высоту залеска волн), что достаточно обосновано геологически и геоморфологически. Достоверные данные в пользу более высокого (2–3 м) уровня моря в этот момент истории имеются почти по всем берегам Средиземного моря и Мирового океана.

Однако о положении Мирового океана во время климатического оптимума голоцена имеются две точки зрения. Согласно одной из них, после замедления хода гляциоэвстатической трансгрессии 7 тыс. лет назад уровень моря непрерывно повышался и достиг максимума в настоящее время. Согласно другому мнению, уровень океана приблизился к современной отметке 5–6 тыс. лет назад и затем 2–3 раза превышал современный уровень на 1–3 м. Последнее положение, с точки зрения автора, более обосновано также и для Черного моря.

Новочерноморская терраса в приустьевых участках рек обычно переходит в I надпойменную террасу (побережье Кавказа, Крыма, Болгарии) либо в высокую (древнюю) пойму (Дон, Днепр). Эта низкая речная терраса на Кавказе достигает значительной ширины. Она образует здесь плоские днища почти всех речных долин, в которые врезано современное русло.

В приустьевых участках большинства рек Кавказского побережья бурением установлены аллювиальные отложения, слагающие I террасу, которые вложены в переуглубленные долины и достигают мощности более 30 м. Таким образом, аккумуляция аллювия шла здесь параллельно с повышением уровня моря во время послеледниковой трансгрессии. При этом поверхности и речной, и морской новочерноморской террас фиксируют положение уровня моря, превосходившего современный не менее чем на 2 м.

Необходимо отметить, что разрез новочерноморской террасы восточнее мыса Казантип (северный берег Керченского полуострова) дает основание говорить о двукратном повышении уровня моря во время термического максимума на 2-2,5 м и разделавшей эти фазы регрессии (Федоров, 1959а, 1963, 1971). Морские новочерноморские отложения перекрываются наземными образованиями, отвечающими последующей (фанагорийской) регрессии, с которыми связаны археологические находки. Так, на побережье Кавказа в этих континентальных отложениях встречены остатки кобаньской культуры, датируемые III тысячелетием до н.э. (Громов, 1948). Археологические данные по Таманскому и Керченскому полуостровам показывают, что фанагорийская регрессия, начавшаяся, вероятно, в середине II тысячелетия до н.э. (около 3,5 тыс. лет назад), продолжалась вплоть до начала нашей эры или ее первых веков (колодец римского времени в западной части Фанагории). Таким образом, продолжительность фанагорийской регрессии можно оценить примерно в 2-2,5 тыс. лет. О падении уровня моря в это время можно судить по положению археологических памятников на берегах Черного моря, относящихся к эпохе древнегреческой колонизации. Новые интересные данные приведены недавно К.К. Шиликом (1975). Фундаменты зданий и цистерны для соления рыбы в нижней части города Фанагории дают основание говорить о снижении уровня до 2-3 м ниже современного (Федоров, 1959а).

Специальные работы, проводившиеся в Ольвии (западный берег Днепро-Бугского лимана), дают основание предполагать еще более низкое положение уровня в фанагорийское время, до 6-8 м (Шилик, 1975). Для района городища Нимфей (район Керчи), согласно устному сообщению руководителя экспедиции Государственного Эрмитажа Н.Л. Грач, уровень фанагорийской регрессии располагался на 6 м ниже современного.

Надо отметить, что Керченский пролив при таком уровне моря должен был превратиться в узкую и очень мелководную преграду, отделяющую столицу древнего Боспорского царства Пантикапей (Керчь) и окружавшие ее города от Таманского полуострова, основной базы снабжения зерном и мясом в Скифии.

В целом ряде древнегреческих литературных источников (ссылки у Страбона) упоминается, что скифы в V-I вв. до н.э. перегоняли крупный рогатый скот вброд через Керченский пролив, который собственно и назывался тогда Боспор (бычий брод). Указания Страбона о более прохладном климате того времени (замерзание Керченского пролива, вымерзание виноградников в районе Пантикапея и в других местах) согласуются с данными о некотором опреснении (и понижении уровня моря), полученными недавно Э.К. Забелиной (1974) по диатомеям из донных осадков Черного моря.

Следовательно, падение уровня в эту эпоху на 5-6 м по сравнению с современным достаточно обосновано. Что касается указаний на более низкое его положение, основанных на данных по Диоскурии (район Сухуми) или Болгарии (район Несебра), то пока нет полной уверенности в том, что эти данные являются бесспорными. Дело в том, что для района Диоскурии не исключены местные опускания, а ссылки на находки отдельных предметов, относящихся к эпохе древнегреческой колонизации на глубинах более 6-8 м (побережье Болгарии), не являются свидетельством низкого стояния уровня ниже 6 м.

Представления о последующем повышении уровня Черного моря до отметки 1 м выше современного, произошедшем во второй половине или конце первого тысячелетия нашей эры, основаны на геологических и археологических данных (Федоров, 1959а, 1963, 1971). Низкая молодая терраса, послужившая стратотипом для выделения нимфейской террасы, расположена на востоке Керчен-

ского полуострова, в южной части с. Героевского, где в IV—II вв. до н.э. находилась приморская часть древнегреческого Нимфея.

Здесь слоистые пески с ракушей *Cardium edule* L. и другими, мощностью около 1 м, образуют широкую террасу, высотой 2—2,5 м. Морские пески перекрывают наземные суглинки с остатками городища Нимфей (фундаментами зданий, керамическими сосудами и др.), что указывает на образование террасы после исчезновения (или разрушения) Нимфея, т.е., вероятно, после первых веков нашей эры.

Более точная датировка этой террасы была дана в Румынии, где на основании археологических данных возраст нимфейской (истринской, по Бляху) трансгрессивной фазы был датирован примерно рубежом I и II тысячелетий н.э. На ряде участков берегов Черного и Азовского морей нимфейская терраса выражена довольно отчетливо. Так, она имеется в районе Зеленого мыса в Аджарии, местами сохранилась на Кавказском побережье, где занимает широкую полосу севернее Анапы (джеметинские слои Е.Н. Невесского и Л.А. Невесской).

К нимфейскому времени относится образование Арабатской стрелки, косы Чушки и, вероятно, молодых (наиболее низких) аккумулятивных тел кос северного берега Азовского моря, прислоненных к более ранним образованиям новочерноморского времени. В Болгарии эта терраса геологически и геоморфологически отчетливо отделяется и от новочерноморской террасы, и от современного пляжа (Федоров, 1963). При этом она представлена как аккумулятивной террасой (особенно вблизи устья рек), так и абразионной поверхностью (Странджинское побережье). Интересно, что здесь нимфейская морская терраса хорошо увязывается с высокой поймой рек (р. Батова и др.). Нимфейская терраса соответствует, по-видимому, дюнкерской террасе Атлантического побережья Западной Европы.

Сравнение кривых колебаний уровня Черного моря и Мирового океана, приведенное недавно (Федоров, 1971, 1973б), показывает однозначность и синхронность этих явлений. Почти все пики развития новочерноморской трансгрессии могут быть привязаны к соответствующим переломам кривой, составленной Р. Фейрбриджем (Fairbridge, 1962).

КАСПИЙСКАЯ ОБЛАСТЬ

В Каспийской области к голоцену принято относить только новокаспийские отложения с *Cardium edule* и континентальные образования, относящиеся ко времени мангышлакской регрессии.

Еще до появления абсолютных датировок считалось, что возраст низов новокаспийских отложений не древнее среднего голоцена по шкале Блитта—Сернандера.

Таким образом, в Каспийской области нижняя граница голоцена проводится выше, нежели это официально принято для Северной и Северо-Западной Европы.

Отложения времени мангышлакской (послехвалынской) регрессии. Представления о регрессии, отделявшей хвалынскую и новокаспийскую трансгрессии, существуют довольно давно, однако наиболее четко они были высказаны М.М. Жуковым (1945) на основании анализа рельефа дна Северного Каспия. Здесь, как известно, сохранилась затопленная долина р. Урала (Уральская бороздина) и другие формы рельефа, образовавшиеся в субаэральной среде при условии снижения уровня Каспия на 20—22 м (до абсолютной отметки минус 48—50 м).

В результате подводных исследований в легком водолазном аппарате В.П. Зенковичем и автором на побережье Мангышлака в 1939 г. были получены новые данные о низких уровнях Каспия. В районе зал. Александр-Бай были обнаружены затопленные береговые линии на глубинах 4, 8 и 12—13 м от уровня 1939 г. (около минус 27,5 м). Ряд данных о снижении уровня Каспия был получен позднее на побережье Туркмении (Федоров, 1946) и Мангышлака (Федоров, 1948, 1957). Они сводились в основном к установлению

переуглубления русел балочных систем северо-западного и западного побережья Мангышлака, а также эолового песчаного рельефа на дне Каспия, у побережья Западной Туркмении, в пределах глубин 10–15 м (аэровизуальные наблюдения 1945 г.). На основании изучения рельефа дна Каспия В.Г.Рихтер (1954) пришел к выводу о еще большем, чем предполагалось ранее, понижении уровня моря – до 40 метров и более ниже современного уровня в послехвалыньское (мангышлакское) время. О.К.Леонтьев (1961) привел новые данные о регрессивных фазах Каспия в конце плейстоцена и в голоцене.

В последние годы детальные исследования на шельфе Каспийского моря (Глазунова, 1971; Лебедев и др., 1973; Артамонов, 1976; и др.) позволили уточнить и дополнить представления об эпохе мангышлакской регрессии и о развитии новокаспийской трансгрессии.

В первоначальной графтовке М.М.Жукова (1945) и всех последующих исследований "мангышлакская регрессия" относилась к послехвалыньскому времени. Имеющиеся сейчас данные показывают, что уровень мангышлакской регрессии, начавшейся после формирования самой молодой верхнехвалыньской террасы, в момент наиболее низкого положения достигал абсолютной отметки около минус 48–50 м или около 20 м глубины по отношению к современному уровню Каспия.

В большинстве недавних работ по изучению дна Каспия отмечается "горизонт послехвалыньской регрессии" или мангышлакские слои (Лебедев и др., 1973). Он представляет собой верхнехвалыньские отложения, переработанные в субазеральных условиях. Обычно эти пески, богатые зернами оолитов с обломками ракушки (без *Cardium edule* L.). В ряде случаев можно предполагать, что эти более грубые отложения могли образоваться на дне моря в зоне волнового воздействия и, таким образом, представляют собой регрессивную фацию верхнехвалыньских отложений. В относительно более глубоких частях Каспия, в частности на Алшеронском пороге, этой регрессии отвечают глины и алевроиты бурых и коричневых тонов, местами ожелезненная окристокрасная корка, которые развиты на хвалыньских осадках (Лебедев и др., 1973).

На побережье Туркмении, особенно южнее Краснодарского полуострова, отложения времени мангышлакской регрессии представлены эоловыми песками, образовавшимися в результате перевевания верхнехвалыньских морских песков. Последние можно наблюдать в разрезе северной части западного берега Челекена (Федоров, 1959б).

Широкое развитие эоловых процессов в эпоху мангышлакской регрессии указывает на аридизацию климата не только на юге Каспия и в прилегающих областях, но и на севере бассейна. Так, образование в районе дельт Волги и Урала новейшей генерации беровских эоловых бугров – гряд, сложенных глиняными крупинками и песком, связано с усилением перевевания и ветрового переноса материала ветрами преимущественно широтного направления. Наличие этих гряд и на дне Северной Каспия указывает на то, что развитие этого своеобразного эолового рельефа происходило при низком стоянии уровня Каспия. Таким образом, реальность мангышлакской регрессии в послехвалыньское время обоснована геологическими данными, в том числе она зафиксирована в стратификации донных осадков. Поэтому вряд ли можно согласиться с Г.И.Рычаговым (1977) и говорить о суровых климатических условиях в момент мангышлакской регрессии.

Проникновение и расселение *Cardium edule* L. из Черного моря произошло позднее, уже во время развития новокаспийской трансгрессии. Данные по побережью Мангышлака, отчасти Дагестана и Азербайджана, указывают на увлажнение климата, сменившее аридные условия времени мангышлакской регрессии. Так, на Мангышлаке, в друственных частях балочных систем, открывающихся к Каспию, морские новокаспийские осадки подстилаются грубыми аллювиально-пролювиальными галечниками, вложенными в эрозионные врезы, переуглубленные по отношению к современному уровню моря. Мощные аллювиально-пролювиальные накопления в низовьях и устьях ряда оврагов и ушей, предшествовавшие новокаспийской трансгрессии, имеются и на северном побережье Ман-

гышлака. Очевидно, что такие выносы склоновых и пролювиальных образований по долинам к Каспию могли происходить только в условиях более влажного климата, чем современный. Аналогичная картина наблюдается на западном берегу Каспия, где вблизи устьев кавказских рек отложения новокаспийской террасы подстилаются аллювиальными образованиями значительной мощности, в частности, в низовьях р. Ичхе-Озень, в Дагестане.

Новокаспийский горизонт. Выделение самых молодых каспийских отложений; содержащих *Cardium edule* L., в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения предлагалось еще Н.И. Андрусовым под термином "каспийский ярус". П.А. Православлев (1908, 1913) именовал их "арало-каспийскими". В.В. Богачев в 1903 г. — "новыми каспийскими", М.М. Жуков — "послехвалынскими". Термин "новокаспийские отложения" был впервые применен в геологических отчетах рядом геологов для Западной Туркмении и позднее введен для всего Каспия (Федоров, 1946, 1957).

Надо сказать, что выделение новокаспийского горизонта до некоторой степени условно, так как накопление этих отложений еще не завершено. Однако наличие существенного перерыва (мангышлакской регрессии) и палеонтологические различия верхнехвалынских и новокаспийских отложений позволяют рассматривать последние как стратиграфически самостоятельные.

К характерным для верхнехвалынских отложений *Didacna praetrigonoides* Nal. в осадках самой молодой верхнехвалынской террасы (11-12 м над Каспием) в ряде мест (побережья Дагестана) примешиваются *D. trigonoides* Pall., *D. crassa* Eichw., которые более типичны уже для новокаспийских слоев. В новокаспийских отложениях широко представлены *Didacna trigonoides* Pall., *D. baeri* Grimm., *D. crassa* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna laeviuscula* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena rostriformis* Desh., *Theodoxus pallasi* Lindl. и, наконец, основная руководящая форма — *Cardium edule* L. Таким образом, отдельные представители новокаспийского комплекса моллюсков появились еще в конце хвалынского времени, но завоевали господство после мангышлакской регрессии. Даже если бы в этом комплексе не было случайного иммигранта из Черноморской области (*C. edule*), он существенно отличен от предшествующего хвалынского как в видовом отношении, так и по значительному разнообразию видов (Федоров, 1949, 1953, 1957). На основании детальных исследований палеонтологического материала из колонок донных осадков шельфа восточного берега Каспия К.Н. Глазунова (1971) также пришла к выводу об изменении видового состава *Didacna* на границе хвалынского и новокаспийского времени.

Вопрос о способах миграции *Cardium edule* в Каспий еще весьма неясен, хотя время акклиматизации и расселения здесь этого вида может быть определено точно: оно падает на новокаспийский век. Можно с уверенностью утверждать, что до новокаспийской трансгрессии или в крайнем случае до мангышлакской регрессии этот моллюск не обитал в Каспии. Все указания, имеющиеся в литературе о более раннем его появлении, связаны с недоразумением и не основаны на достоверных геологических данных. Поэтому, когда обсуждается вопрос о возрасте высокой террасы Аральского моря, содержащей *Cardium edule*, надо иметь в виду, что и там этот вид не мог появиться ранее этого времени.

Значительно сложнее выяснить, каким путем этот моллюск переселился в Каспий. Во-первых, геологические данные по Мангытской долине позволяют отказаться от предположения, что в голоцене здесь существовал пролив, по которому *C. edule* из Азово-Черноморского бассейна мигрировал в Каспий. Следовательно, остается одна возможность переселения — пассивная. При этом занос личинок этого моллюска птицами, как думают зоологи и некоторые геологи (Б.А. Федорович), вряд ли реален, поскольку если бы это и было так, то не только *C. edule*, но и другие эвригалльные средиземноморские организмы переселились бы в Каспий еще в начале раннего плейстоцена или даже ранее. Предположение о заносе *C. edule* в Каспий древним человеком (Федоров, 1957) пока мало обосновано. Тем не менее в свете всех современных данных, это предположение, на мой взгляд, является наиболее вероятным.

Новокаспийские отложения, развитые выше современного уровня Каспия, имеют двучленное строение (не считая современных береговых валов). Как уже было нами показано ранее (Федоров, 1957), в северной части западного берега Челекена имеется разрез, в котором видно, как на перевейных верхнехвалыньских песках с размывом залегает маломощный пласт (0,3–0,6 м) серых глинистых песков с *Cardium edule* L., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* (Eichw.). Эти пески выклиниваются на высоте около 4 м над уровнем Каспия (минус 24 м абсолютной высоты). Выше залегают слоистые песчано-глинистые аллювиально-пролювиальные отложения, мощностью 4–5 м, к которым прислоняется морская терраса высотой 6 м над уровнем Каспия, или около минус 22 м абсолютной высоты. Она сложена песком с ракушей и содержит *Cardium edule* L., *Didacna crassa* Eichw. Это самая высокая новокаспийская терраса. Отложения этого времени покрывают прибрежные низменности на всех берегах Каспия до изогипсы минус 22 м (в ряде мест до минус 21 м). Таким образом, биостратиграфические и геоморфологические данные по всем берегам Каспия противоречат представлениям Г.И.Рычагова (1977) о новокаспийском возрасте 11–12-метровой верхнехвалыньской террасы и о том, что максимальный уровень новокаспийской трансгрессии достигал абсолютных отметок минус 18–20 м.

Двучленное строение морских новокаспийских отложений отмечено и для прибрежной низменности Северного Дагестана (Леонтьев, 1961). Это наблюдалось автором в 1975 г. в низовьях долины Инчхе–Озень, что дало основание выделить среди новокаспийских слоев нижние, отвечающие первой фазе трансгрессии, и верхние, отлагавшиеся во время ее максимума. Новокаспийские слои представлены песками с ракушей, реже глинистыми песками и глинами, мощностью 3–5 м, реже более 10 м. Они содержат раковины *Cardium edule* L., *Didacna trigonoides* Pall., *D. baeri* Grimm., *D. crassa* Eichw., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna laeviuscula* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall. и др. Вблизи устьев Волги, Урала и крупных рек Кавказского побережья, кроме *C. edule*, обычно преобладают *Didacna trigonoides*, а на берегах Мангышлака и Западной Туркмении преобладают *D. crassa* Eichw. Более детальное рассмотрение строения новокаспийских отложений всей Каспийской области показывает, что верхние новокаспийские отложения могут быть подразделены, в свою очередь, на две части. Нижняя из них формировалась во время максимума трансгрессии, когда уровень моря достигал абсолютных отметок минус 21–22 м. Эти отложения выделяются автором в качестве средних новокаспийских слоев. Они отделены от собственно верхних новокаспийских слоев регрессивной, дербентской, фазой. К верхним новокаспийским слоям следует относить, следовательно, осадки, формировавшиеся после дербентской регрессии или начиная с VIII–X вв. н.э. Максимальный уровень моря в XVII–XVIII вв. достигал около минус 23 м или 5–6 м над современным уровнем Каспия. Данное расчленение новокаспийских слоев основано на геологических и палеогеографических данных и не подтверждено палеонтологически. Трехчленное подразделение новокаспийских отложений впервые было предложено автором (Федоров, Скиба, 1960).

Современные отложения Каспия выделяются по присутствию в них, кроме перечисленных выше раковин моллюсков, нового черноморского иммигранта *Mytilaster lineatus* Gmel.¹, занесенного в область Каспия в 1919–1920 гг. Они представляют собой прибрежные осадки, обнажившиеся из-под воды за последние 45–50 лет в связи с понижением уровня Каспия от абсолютной отметки минус 26 м в 1929 г. до минус 28 м в 50–60-х годах нашего века. На отмытых берегах они нередко слагают прибрежную низменность шириной от нескольких до 10 километров и более. Подразделение новокаспийских отложений на нижние и верхние новокаспийские слои и современные слои хорошо обосновано на материале изучения донных осадков (Лебедев и др., 1973; Глазунова, 1971; и др.).

¹ В послевоенные годы в Каспий намеренно и случайно был занесен еще ряд черноморских моллюсков и других организмов.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА

Для более полного представления о верхнеплейстоценовых и голоценовых отложениях Черного моря необходимо особо рассмотреть разрез донных отложений Керченского пролива, который составлен на основании обширных материалов бурения, проведенного в последние годы Гидропроектом.

Первоначальные результаты палеонтологического и стратиграфического изучения этих материалов (бурение 1971–1972 гг.) показали, что в западной части пролива на миоцене залегают (снизу вверх) древнеэвксинские, карангатские, послекарангатские, новозэвксинские и черноморские (голоценовые) отложения (Федоров, 1973а), а в восточной части – послекарангатские (сурожские), новозэвксинские и черноморские слои (Попов, 1973). Эта последовательность осадков в определенной мере подтверждала представление Н.И. Андрусова (1918). Ознакомление с материалами бурения 1973 г. (на площади базы Керченской партии) позволило автору дополнить первоначальные представления, в частности выявить регрессивную фазу, соответствующую размыву на границе новозэвксинских и древнечерноморских слоев.

Осмотр и предварительное палеонтологическое изучение нового кернового материала (бурение 1973–1976 гг.), организованное Г.И. Горещким летом 1976 г. в Керчи при участии Г.И. Попова, Н.И. Супруновой, С.И. Скибы, Я.А. Измаилова, В.Д. Ершова и П.В. Федорова, подтвердило выводы Н.И. Андрусова (1918) и автора (Федоров, 1973) о наличии в западной части пролива древнеэвксинских и карангатских слоев (сомнения при этом выражали С.И. Скиба и Я.А. Измайлов).

Основываясь на всем биостратиграфическом материале, полученном в результате бурения в Керченском проливе, можно дать последовательность слоев в следующем виде (рис. 28):

На размытых миоценовых отложениях залегают плотные глины серого цвета с синеватым или зеленоватым оттенком, содержащие раковины: *Didacna naliivkini* Wass., *D. pontocaspia* Pavl., *D. pallasii* Prav., *D. baericrassa* Pavl., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Corbicula fluminalis* Müll., *Clessiniola variabilis* Eichw., *Viviparus*, *Valvata*, *Pisidium* и др. Возраст глин согласно приведенной фауне – древнеэвксинский. Глины имеют мощность 4–6 м и пройдены скважинами 12, 14, 44, 94, 100, 242, 244, 245. При этом следует подчеркнуть, что фауна моллюсков из отложений, пройденных скважинами 94 и 100 в восточной части пролива на глубине 27–47 м, является типичной древнеэвксинской (крупные *Didacna naliivkini* Wass., *D. pallasii* Prav. и др.) и существенно отличается от солоноватоводной фауны, заключенной в осадках 2-метровой террасы у с. Ильичевки, на западе Таманского полуострова, сформированной в послекарангатское время.

В ряде скважин (264, 244, 100 и др.) в основании древнеэвксинских слоев, представленных базальными песками, встречаются обломки раковин средиземноморских моллюсков, среди которых присутствуют как явно занесенные при бурении голоценовые формы (чаще всего они приурочены к рубашке зерна), так и окатанные обломки, вымытые из подстилающих сарматских глин. Но здесь имеются и фрагменты (чаще *Raphia* и др.), которые, по-видимому, переотложены из предшествовавших плейстоценовых слоев с фауной средизем-

номорского типа. На дне Азовского моря, согласно докладу В.Н. Семененко на симпозиуме "Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей" (Москва, январь 1977 г.), в основании древнеэвксинских слоев так же местами встречаются обломки раковин средиземноморских моллюсков.

Древнеэвксинские глины, вскрытые на дне Керченского пролива, содержат типичную для этих слоев фауну моллюсков, а также остракод¹, характерную для стратигипических разрезов Керченского и Таманского полуостровов, Кавказского побережья и Западного Приманьчъя. Что касается редких находок раковин средиземноморских моллюсков в низах древнеэвксинских слоев, то это еще раз подтверждает реальность существования в среднем плейстоцене палеоузунларской фазы осолонения Черного моря (Федоров, 1969). Поэтому стремление А.Б. Островского, Я.А. Измайлова и С.И. Скибы (устное сообщение) рассматривать эти глины вместе с перекрывающими их карангатскими слоями в качестве сурожских (послекарангатских) отложений является необоснованным и тенденциозным.

Условия залегания древнеэвксинских глин показывают, что они выполняют сравнительно глубокую и широкую ложбину размыва, врезанную в неогеновые глины на глубину от 40 до 50 м.

Весьма характерен абразионный уступ, выработанный в неогеновых глинах и отчетливо выявляющийся в скважинах 19 и 242. Бровка уступа находится на глубине 4–5 м, а основание – 18–20 м. У подножья этого 15-метрового обрыва залегают древнеэвксинские глины. Следовательно, накоплению древнеэвксинских отложений предшествовал глубокий врез, уничтоживший на этом участке все четвертичные и верхнеплиоценовые отложения. Не исключено, что этот врез и более древнего заложения.

Сравнение древнеэвксинских отложений дна Керченского пролива и разрезов берегов Керченского и Таманского полуостровов показывает, что их палеонтологические характеристики сходны, или скорее тождественны, а литологические различия легко объяснимы разницей глубин, на которых происходило их накопление. Если в береговых обнажениях мы имеем дело с прибрежной фацией древнеэвксинских отложений (пески, ракушечники, реже глины), то на дне пролива развиты осадки, формировавшиеся на большей глубине.

Выше со следами размыва залегают глины серого и темно-серого цвета с раковинами *Paphia senescens* (Coc.), *Spisula subtruncata triangula* (Ren.), *Cardium edule* L., *C. paucicostatum* (Sow.), *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Nassarius reticulatus* (L.), *Corbula gibbe* (Olivi), *Chlamys glabra* (L.), *Cerithium vulgatum* Brug., которые вполне надежно указывают на карангатский возраст отложений.

Карангатские глинистые отложения вскрыты скважинами 12, 13, 14, 19, 44, 100, 244 и др. Мощностъ карангатских глин колеблется в пределах 5–10 м. Палеонтологически и фациально эти глины близки лиманньм глинам низов карангатских отложений берегового разреза севернее Тобечикского озера (эльтигенский разрез у с. Героевского). На карангатских глинистых осадках в западной части разреза (скважины 12, 13, 19) залегают прибрежные песчано-ракушечные и илесто-песчаные отложения, содержащие также карангатскую малокофауну *Ostrea edulis* L., представленную крупными массивными раковинами, которые образуют местами устричные банки. Здесь же встречены *Cardium edule* L. (крупные формы), *Gastrana fragilis* (L.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Paphia senescens* (Coc.), *Nassarius reticulatus* (L.), *Chlamys glabra* (L.), *Chione gallina* (L.). Изредка среди раковин карангатских морских моллюсков встречаются обломки *Didacna naliivkini* Wass., *Dreissena polymorpha* Pall., находящиеся в переотложенном залегании; они обычно приурочены к низам этих образований. Здесь мы имеем отложения второй фазы карангатской трансгрессии, связанные с дальнейшим ее развитием и абразией берегов. Эта прибрежная фация карангата хорошо сопоставляется с береговым разрезом карангатской террасы севернее Тобечикского озера (эльтигенский разрез). Ракушечники

¹ Устное сообщение Н.И. Супруновой.

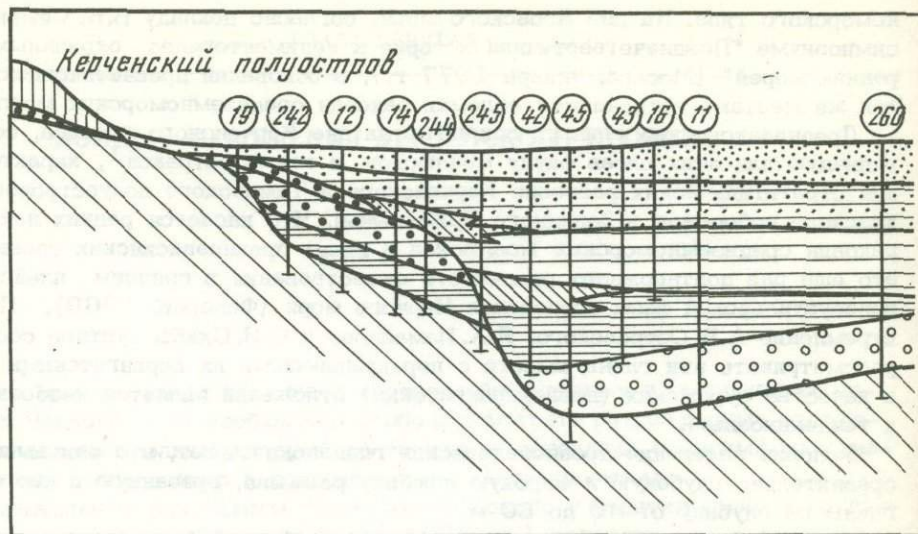


Рис. 28. Схематический геологический разрез через Керченский пролив (по материалам бурения Гидропроекта в 1971–1976 гг.)

1 – неоген; плейстоцен (слои): 2 – древнеэвксинские (верхние), 3 – нижние карангатские, 4 – верхние карангатские, 5–6 – послекарангатские (5 – аллювиально-

верхов карангата, вскрытые в западной части пролива (см. рис. 28), могут быть увязаны с террасовыми карангатскими отложениями, развитыми под покровом лёссовидных суглинков на берегу Керченского полуострова в районе с. Жуковки и южнее него.

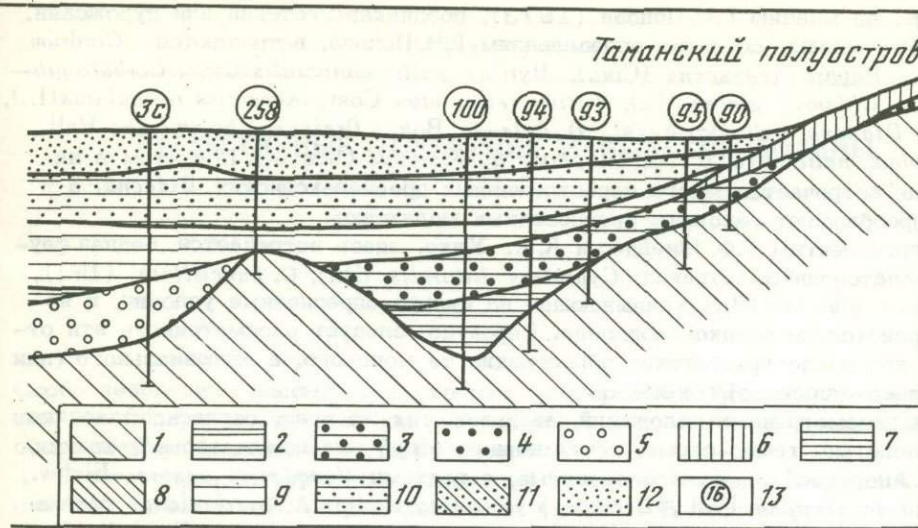
Аналогичное соотношение наблюдается и в восточной части пролива, где карангатские слои, вскрытые скважинами 94, 100, соответствуют прибрежным карангатским ракушечникам, образующим террасу высотой около 7 м.

Таким образом, переуглубление дна Керченского пролива до глубин 40–50 м было выполнено древнеэвксинскими (по-видимому, поздними древнеэвксинскими) и карангатскими отложениями.

Последующий врез связан с послекарангатской регрессией, начальный момент которой оставил свои следы в виде 2-метровой террасы на западном берегу Таманского полуострова у с. Ильичевки. В этом разрезе, рассмотренном автором в 1975 и 1976 гг., была отмечена следующая последовательность слоев.

На дислоцированных миоценовых глинах со следами абразии залегают пески с галькой и обильной ракушей, мощностью 1–1,5 м. Они образуют террасу высотой 7–8 м. Среди ракуши встречены исключительно средиземноморские формы карангатского типа. Этот обденный карангатский комплекс представлен *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Chione gallina* L., *Cardium edule* L., *Gastrana fragilis*, *Paphia senescens* (Coc.) – мелкими формами, также обломками крупных *Paphia*, принадлежащих, несомненно, *P. senescens*, *Chlamys glabra* (L.), *Spisula subtruncata triangula* (Ren.).

Гипсометрически ниже, на высоте 2–2,5 м над уровнем моря, в 10–15 м южнее выходов карангатских слоев, развита абразионная терраса, срезающая те же миоценовые глины. Она сложена песками неяснослоистыми и неслоистыми, загрязненными суглинками, мощностью 0,7–1,0 м. Здесь встречаются карангатские раковины, чаще в обломках, вымытые из расположенной рядом террасы, и солоноватоводные каспийские формы: *Didacna* aff. *pallasi* Prav., *D. ex gr. subpyramidata* Prav., *D. ex gr. ebersini* Fed., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dr. caspia* Eichw., *Theodocus pallasi* Lindh. Надо заметить, что встреченные здесь раковины дидакн напоминают раннехвалынские формы. Особенно это относится к *D. ex gr. ebersini*. Однако большинство ра-



морские, 6 – наземные), 7 – новоэвксинские, 8 – новоэвксинские прибрежные, древнечерноморские, 9 – бугазские, 10 – витязевские, 11 – витязевские прибрежные, 12 – новочерноморские, фанагорийские и нимфейские, 13 – номера скважин

ковин *Didacna*, близких как к *D. pallasi*, так и к *D. subpyramidata*, характерны в области Каспия для хазарских отложений. В частности, они присутствуют и в верхнехазарских отложениях Нижнего Поволжья (Цаган-Аман и др.).

Обе террасы погребены под толщей покровных суглинков, достигающих мощности 8–10 м. Они включают два–три горизонта погребенных почв, нижний из которых, мощностью 0,5–0,7 м, наиболее четко выражен на кровле морских карангатских слоев. Менее мощная погребенная почва развита на двухметровой террасе².

Оценивая возраст этой террасы, необходимо исходить из всего комплекса геологических и палеонтологических данных. Геоморфологическое положение рассматриваемой террасы вполне определено – она гипсометрически ниже карангатской и, следовательно, формировалась после нее. Об этом говорит и состав фауны моллюсков, где имеются переотложенные карангатские раковины. Если принять, что карангатская и двухметровая террасы покрыты единым плащом покровных суглинков с одинаковым набором погребенных почв, то следует допустить, что формирование данной террасы непосредственно следовало за накоплением карангатских отложений и не отделено от последних значительным перерывом. Таким образом, эта терраса отмечает самое начало регрессии карангатского моря, когда в условиях снижающегося уровня в Азовское море начали поступать опресненные воды позднехазарского (или раннехвалынского?) бассейна и распространялась фауна солоноватоводных моллюсков.

Дальнейшее развитие послекарангатской регрессии в Черном море привело к врезанию и переуглублению дна Керченского пролива до отметок около минус 60–70 м и выполнению образованной ложбины аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями.

Большая часть отложений рассматриваемого интервала отвечает всей или значительной части послекарангатской регрессии, что следует из условий их залегания в переуглубленной эрозионной ложбине (до минус 60 м), выработанной в карангатских, древнеэвксинских и неогеновых (сарматских) породах, а также из состава фауны моллюсков и ostracod. Рассматриваемые отложения пройдены скважинами 11, 45, 260 и др. Мощность осадков достигает 15 м,

² Данные совместных наблюдений с Ю.М. Васильевым в 1976 г.

а возраст, по мнению Г.И. Попова (1973), позднекарангатский или сурожский. В этих отложениях, согласно определениям Г.И. Попова, встречаются *Cardium edule* L., *Paphia senescens* (Coc.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Corbula gibba* (Oliv.), *Chlamys glabra* (L.), *Bittium reticulatum* Cost, *Nassarius reticulatus* (L.), а также *Didacna nalivkini* Wass., *D. delenda* Bog., *Dreissena polymorpha* Pall., *Lithoglyphus naticoides* (Fer.), *Viviparus duboisianus* (Mouss.). При этом в низах толщи встречается много переотложенных древнеэвксинских *Didacna*, а в верхах преобладают раковины пресноводных моллюсков.

По определениям Г.Ф. Шнейдер и К.А. Ушко, здесь встречается бедная фауна солоноватоводных остракод: *Cyprideis littoralis* (Br.), *C. punctillata* (Br.), *Condoniella albicans* (Br.), указывающая на сильно опресненные условия, в которых происходило осадконакопление. Вероятно, следует рассматривать эти отложения как послекарангатские образования не морского, а аллювиального (или аллювиально-морского) генезиса.

Выше рассмотренных отложений, выполняя тот же врез, согласно залегают глины слоистые, темно-серые, почти черные ("при высыхании серые", как писал Н.И. Андрусов), слегка зеленоватые, с редкими *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena distincta* Andrus., *Micromelania caspia* Eichw., *Viviparus duboisianus* (Mouss.), *Lithoglyphus naticoides* (Fer.), *Valvata pulchella* (Stud.). Это новозэвксинские отложения (или осадки "новой пресноводнокаспийской фазы" Н.И. Андрусова).

Новозэвксинские отложения пройдены скважинами 10, 11, 42, 43, 45, 260. Мощность осадков около 10 м. Вверх по разрезу они сменяются такими же слоистыми темно-серыми глинами, в которых вместе с опресненными каспийскими и пресноводными моллюсками появляются редкие и мелкие *Cardium edule* L. Эти отложения можно сопоставить с бугазскими слоями схемы Л.А. Невеской (1965) и считать их самыми низами черноморского горизонта (голоцена) или низами древнечерноморских слоев. В ряде мест (скважины 14, 15, 42, 45) древнечерноморские (бугазские) глинистые пески с ракушей залегают с размывом на новозэвксинских глинах, что указывает на существование фазы регрессии в самом конце новозэвксинского времени.

Бугазские слои (глинистая фация) пройдены скважинами 11, 10, 16, 15, 42, 45, 260 и др. Бугазские глины постепенно сменяются вверх слоистыми, слегка песчанистыми глинами, которые выше переходят в глинистые пески витязевских слоев. Здесь преобладает комплекс, представленный *Cardium edule* L., *Chione gallina* (L.). Витязевские слои зафиксированы в большинстве скважин.

Выше по всему дну Керченского пролива развиты песчаные и песчано-ракушечные отложения, мощностью 6–10 м, которые довольно отчетливо подразделяются на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя – новочерноморские (каламитские) слои, содержащие богатый комплекс средиземноморских моллюсков *Cardium edule* L., *Paphia discrepans* (Mil.), *Mytilus galloprovincialis* Lam., *Gastrana fragilis* (L.), *Donax trunculus julianae* B.D.D., *Ostrea edulis* L., *Chione gallina* (L.), *Nassarius reticulatus* (L.) и др. Состав фауны из этих отложений позволяет считать, что соленость новочерноморского бассейна в данном районе была выше современной солености этой части Черного моря.

Самые молодые, нимфейские слои покрывают дно пролива и имеют мощность 1–3 м. Они содержат комплекс моллюсков современного типа. Местами между нимфейскими и новочерноморскими слоями наблюдаются тонкозернистые глинистые пески, мощностью 1–2 м, с несколько обедненной фауной – *Cardium edule* L., *Chione gallina* (L.), *Mytilus galloprovincialis* Lam. и др. Эти пески отвечают фанаторийской регрессии (Попов, 1973, Федоров, 1973а), разделяющей новочерноморскую и нимфейскую фазы трансгрессии. Нимфейские слои образуют косу Чушка и самую низкую (2 м) террасу на берегах Черного и Азовского морей.

Таковы новые данные по стратиграфии четвертичных отложений дна Керченского пролива.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАНЬЧСКОЙ ДОЛИНЫ

Особо необходимо рассмотреть строение четвертичных отложений, выполняющих Маньчскую долину, так как именно здесь в плейстоцене происходил водообмен между Каспийским и Черным морями.

Стратиграфия четвертичных отложений Маньчской долины изучалась К.И. Лисициным (1933) и П.А. Православлевым (1932). В послевоенные годы здесь были получены новые буровые материалы, детально изученный Г.И. Горецким (1953), Г.И. Поповым (1955, 1970) и др. Наблюдения автора в долине Восточного и Западного Маньча, проводившиеся в 1954 и 1959 гг., позволили ознакомиться с естественными обнажениями, а при любезном содействии Г.А. Масляева — с керновым материалом. Описание четвертичных отложений, развитых в Маньчской долине, дается по материалам указанных выше исследователей в интерпретации автора.

Бакинские отложения выполняют переуглубление долины и вскрыты бурением как в Восточном, так и в Западном Маньче. К востоку от впадины оз. Маньч-Гудило бакинские отложения залегают на глубине минус 40–50 м. Они представлены песками мощностью до 10 м с *Didacna rudis* Nal. (Попов, 1970, с. 464). В 1954 г. в одной из скважин западнее станицы Пролетарской в керне с глубины минус 40 м автору также удалось обнаружить несколько раковин *D. rudis* Nal. хорошей сохранности, указывающих на позднебакинский возраст вскрытых отложений.

В последнее время Г.И. Попов (1970) выделил на южном берегу оз. Маньч-Гудило и нижнебакинские отложения, которые, по его мнению, развиты в основании высотой (до отметки 70–80 м абсолютной высоты) террасовой поверхности на абсолютных отметках от плюс 20 м (кровля), до минус 15–20 м (подошва). Они представлены песчанистыми глинами с *Dreissena caspia* Eichw., *Dreissena rostriformis* Desh., *Monodacna caspia* Eichw. и редкими мелкими *Didacna cf. catillus* Eichw., которые вверх сменяются пресноводными формами. Мощность отложений около 40 м. Отмечая редкие находки *D. cf. catillus* и их мелкорослость (угнетенность), Г.И. Попов все же рассматривает их в качестве нижнебакинских, что, с точки зрения автора, не вполне правильно. Присутствие очень мелкорослых *Didacna*, близких к *D. catillus*, но не типичных,стораживает и заставляет критически отнестись к приводимым датировкам. При этом надо учитывать, что отложения с типичными *D. rudis* и другими, которые бесспорно являются верхнебакинскими, залегают в переуглубленной долине Западного Маньча на абсолютных отметках минус 40–50 м (т.е. на 20–25 м ниже рассматриваемых).

Такое несогласие (перерыв) между нижне- и верхнебакинскими отложениями кажется слишком значительным для довольно спокойного в тектоническом отношении района, каким является Маньчская долина. Даже в тектонически активных областях (Юго-Восточный Кавказ, Западная Туркмения) верхнебакинские отложения отделены от нижнебакинских небольшим угловым несогласием, либо непосредственно надстраивают их. Все известные нам разрезы бакинских отложений (включая и данные бурения) не дают оснований предполагать существование значительного перерыва между накоплением нижне- и верхнебакинских отложений.

Выше уже было показано, что выделенная Г.И.Горечким (1966) венедская свита не может отвечать перерыву между нижне- и верхнебакинскими слоями, а несомненно, моложе бакинских отложений в целом. Поэтому и в этом районе представляется сомнительным, что верхнебакинские отложения отделены глубоким размывом от нижнебакинских. Однако наличие раковин *Didacna parvula* Nat. в бакинских осадках северного берега Таманского полуострова, в нижнечаудинских слоях мыса Чауда и породах чаудинской террасы Кавказского побережья указывает на несомненное присутствие нижнебакинских отложений в Маньчской долине.

Таким образом, можно говорить о непосредственном прослеживании и сопоставлении бакинских отложений Каспия (в целом) с бакинскими и чаудинскими отложениями Азово-Черноморской области.

Среднечетвертичные отложения представлены нижнехазарскими (гюргянскими) и древнеэвксинскими слоями. Они залегают со следами вреза, отделяясь от бакинских (и урунджикских) осадков. При этом в долине Восточного Маньча развиты нижнехазарские образования, а в долине Западного Маньча — хазарские и древнеэвксинские, что свидетельствует о существовании сообщения между Каспийским и Черным морями в это время. Отсутствие в нижнехазарской фауне Каспия черноморских иммигрантов как типичных древнеэвксинских форм — *Didacna pontocaspis* Pavl. и других, так и *D. baericrassa* Pavl., и наоборот, обилие нижнехазарских *D. subpyramidata* Prav. и прочих в древнеэвксинской фауне указывают на одностороннее сообщение обоих бассейнов — сброс избыточных вод из Каспия в Черное море. Однако в Северо-Западном Прикаспии, вблизи устья Восточного Маньча, в толще нижнехазарских отложений, вскрытых бурением в 1952 г., были обнаружены раковины черноморских моллюсков. Согласно Г.И.Горечкому (1966), в ряде участков Приманьчского Прикаспия на глубине 35–40 м от дневной поверхности (0,5 м абсолютной высоты) залегают пески и глинистые пески мощностью более 10 м с *Cardium edule* L. var., *Didacna* aff. *baericrassa* Pavl., *D. sp.*, *Dreissena polymorpha* Pall., *Dreissena eichwaldi* Andrus., *Dr. cf. distincta* Andrus., *Viviparus* sp.¹ В свое время находка перечисленной фауны дала повод для самых различных выводов и предположений. Одни склонны были рассматривать раковины *Cardium* как переложенные ачкагыльские (А.Г.Эберзин и др.), другие определенно указывали на проникновение этого моллюска из узунларского бассейна и расселение его в хазарском Каспии (В.А.Николаев), третьи связывали наличие *C.edule* и *Didacna baericrassa* Pavl. в хазарских отложениях с переложением узунларских раковин в Маньчской долине и сносом их уже в мертвом состоянии в область Каспия (Федоров, 1957). Так или иначе, но помимо участка Северо-Западного Прикаспия, тяготеющего к устью Восточного Маньча, *C.edule* в пределах всей Каспийской области в отложениях древнее новокаспийских (голоцен) неизвестен. Что касается указаний о находке отдельных раковин *C.edule* в бакинских отложениях, то они, по-видимому, были внесены при бурении в керна вместе с глинистым раствором.

Учитывая биологические особенности *Cardium edule* L. и прежде всего его способность к быстрому расселению, можно с достаточной уверенностью утверждать, что если бы он и проник в Каспий в живом состоянии в какой-либо момент геологической истории, то довольно быстро занял бы все пригодные для него биотопы.

Таким образом, есть все основания по-прежнему считать, что фауна узунларского типа, обнаруженная в хазарских отложениях этого района, является переложенной. Менее ясен вопрос, к какой именно части разреза хазарских отложений принадлежит пески. В 1952 г. в результате рассмотрения имевшихся в распоряжении автора материалов бурения казалось возможным отнести их к самым верхам хазарского яруса (к верхнехазарским слоям). Г.И.Го-

¹ Определения сделаны автором в 1952 г., кроме того, эта фауна изучалась А.Г.Эберзиным, Г.И.Поповым и др.

рецкий (1966, с. 330) пишет: "Заключения П.В. Федорова о вероятном хазарско-узунларском возрасте фауны с *Cardium edule* L. var. находятся в противоречии с несомненно ниже хазарским возрастом хазарской фауны Приергенинско-Маньчского Прикаспия..." (подчеркнуто мной. — П.Ф.).

Не разделяя уверенности Г.И. Горецкого в этом вопросе, автор тем не менее считает, что отнесение рассматриваемых слоев к верхнему хазару мало обосновано. Следуя тексту работы Г.И. Горецкого (1966, с. 328–332, рис. 84), приходится, по-видимому, рассматривать отложения, заключающие *C. edule* и другие раковины, как самые верхи нижнего хазара, поскольку они перекрыты верхнехазарскими ("гирканскими") слоями. Это кажется вполне вероятным, так как в целом облик фауны узунларский, т.е. время ее существования в Черноморской области также относится примерно к концу раннехазарского цикла.

Однако все эти заключения, как и мнение Г.И. Горецкого (1966) о положении этих слоев в подошве нижнего хазара, надо признать еще мало обоснованными, так как хазарская фауна моллюсков Северо-Западного Прикаспия весьма своеобразна и несет следы значительного опреснения бассейна, что затрудняет надежное выделение верхнехазарского горизонта.

В качестве самых древних осадков среднего плейстоцена в Маньчской долине Г.И. Горецкий (1953) выделил сусатские слои.

В настоящее время Г.И. Горецкий (1970) и Г.И. Попов (1970) рассматривают эти отложения в качестве эквивалента урунджикского горизонта, выделяемого в Южном Каспии (Федоров, 1946, 1953, 1957). Само по себе выделение в Восточном Приманьчье урунджикского горизонта вполне правомерно при достаточном палеонтологическом обосновании. Если обратиться к данным по естественным обнажениям террас, развитых в предгорной полосе Дагестана, разрезам Нижнего Поволжья и, наконец, керновым материалам скважин, пробуренных в равнинной части Северного Дагестана и в Волго-Уральском междуречье, то становится очевидным, что отложения, содержащие безусловно урунджикскую фауну моллюсков, здесь не известны.

Фауна, приводимая Г.И. Горецким и Г.И. Поповым, также мало характерна. Об этом пишет сам Г.И. Горецкий (1966, с. 316): "Хотя типичная урунджикская фауна в южной части Сарпинско-Приергенинского Прикаспия обнаружена не была, но предположительно урунджикские отложения в Приманьчской и Восточно-Маньчской частях Прикаспия вскрыты на ряде поперечников" (подчеркнуто мной — П.Ф.). Данные, опубликованные Г.И. Горецким (1966, табл. 45, 46), не дают основания для сколько-нибудь надежной их датировки. Так, вместе с множеством дрейсен, монодакт, гастропод и раковин пресноводных моллюсков в табл. 45 указаны *Didacna naliivkini* Wass., *D. subartemiana* Grav. и *D. parvula* Nal., первые две из которых скорее говорят о раннехазарском возрасте. Присутствие здесь множества *D. naliivkini* Wass. вместе с сопутствующими дрейсенами и гастроподами не может определенно рассматриваться в качестве урунджикской: по-видимому, эта фауна является нижнехазарской. Все это настораживает против уверенного выделения урунджикского горизонта в Северо-Западном Прикаспии и Маньчской долине.

В то же время отложения, рассматриваемые этими авторами в качестве сусатских слоев в основании хазарского яруса, реально существуют и по составу заключенной в них фауны моллюсков скорее должны рассматриваться как самые низы нижнего хазара. Судя по данным Г.И. Горецкого (1966), эти слои в долине Восточного Маньча залегают с размывом на отложениях бакинского яруса и выполняют переуглубленные участки на абсолютных отметках минус 25–45 м. Они же отмечены и в долине Западного Маньча, где выполняют эрозионные врезы в бакинских и более древних осадках.

Залегающая выше толща нижнехазарских (гюргянских) и древнеэвксинских отложений, вскрытая многочисленными скважинами, имеет отчетливое двучленное строение (Горецкий, 1953; Попов, 1970). Низы этих отложений — древнеэвксинские первые слои (нижнехазарские), представленные преимущественно кварц-полевошпатовыми песками, а в основании и галечниками, общей мощностью 15–20 м, реже до 30 м. Они выполняют эрозионные переуглубления в

бакинских, урунджикских и более древних образованиях. Отметки подошвы этих древнеэвксинских слоев изменяются с востока на запад от минус 25 м (у устья р. Чограя) до минус 45 м (вблизи устья р. Дона). Эти отложения представлены песками и гравием с пресноводными *Viviparus*, *Corbicula fluminalis* Müll., а также каспийскими (нижнехазарскими) *Didacna naliivkini* Wass., *D. pallasii* Prav., *D. delenda* Bog., *D. subpyramidata* Prav. Верхняя часть рассматриваемой толщи — древнеэвксинские (нижнехазарские); или вторые слои в основании представлены песками, подстилаемыми галечниками с раковинами *Didacna naliivkini*, *D. pallasii* Prav., *D. subpyramidata* Prav., *D. paleotrigonoides* Fed., *Viviparus diluvianus* Kunth., *V. tiraspolitanus* Pavl. и другими, а в верхах — лиманскими слоистыми зеленовато-бурыми и серыми глинами, содержащими преимущественно пресноводную фауну моллюсков. Общая мощность нижнехазарских образований около 20–30 м.

Таким образом, отложения среднего плейстоцена, представленные морскими осадками нижнехазарского (гюргинского) и древнеэвксинского горизонтов, протягиваются сплошной полосой по Маньчской ложбине от Каспийского до Азовского морей.

Отложения верхнего плейстоцена в Маньчской долине представлены карангатскими морскими, гирканскими (верхнехазарскими) гудиловскими (ательскими) и нижнехвалынскими осадками. По Г.И. Попову (1955, 1961, 1970), карангатские отложения распространяются на восток до водораздела рек Восточный и Западный Маньч. Они представлены глинами и песками, мощностью 5–15 м, с раковинами *Cardium edule* L., *Bittium reticulatum* (Costa), *Nassarius reticulatus* (L.), *Paphia senescens* Cos., *Ostrea edulis* L., *Loripes lacteus* (Gmel.), *Chlamys glabra* (L.) и др. Состав приведенной фауны позволил Г.И. Попову говорить о значительном осолонении Маньчского залива карангатского моря, вероятно, достигавшем 17‰. Карангатские отложения залегают ниже нулевой горизонтали, отметки их подошвы изменяются от минус 7 м вблизи устья р. Чограя до минус 17 м у оз. Маньч-Гудило и минус 30 м около устья р. Западный Маньч. Кверху карангатские отложения сменяются осадками с каспийской фауной моллюсков, названными Г.И. Горещким гирканскими. Здесь встречены *Didacna cristata* (Bog.), *D. parallella* Bog., *D. pallasii* Prav., *D. subcatillus* (Andrus.), *D. praetrigonoides* Nal. (Попов, 1970). По мнению Г.И. Попова, "гирканские" (?) отложения наблюдаются местами и под карангатскими слоями. Кроме того, сами карангатские отложения разделены осадками с гирканской фауной, что указывает на двукратное развитие карангатской ингрессии в долину Западного Маньча. Такие соотношения этих слоев позволяют говорить о синхронности карангатских и гирканских отложений или точнее карангатских и верхнехазарских в первоначальном их понимании (Федоров, 1952, 1957). Общая мощность карангатских и верхнехазарских отложений в Маньчской долине достигает, по Г.И. Попову (1970), 20–25 м. Верхнехазарские (гирканские) отложения сменяются вверх гудиловскими озерными глинами и суглинками с пресноводными *Dreissena polymorpha* Pall., *Planorbis planorbis* (L.), *Valvata piscinalis* (Müll.), *Lithoglyphus naticoides* Fer. и другими, мощностью 20–30 м. По своему стратиграфическому положению гудиловские слои в какой-то мере отвечают ательским континентальным отложениям Прикаспийской низменности. Они так же тесно связаны в низах с морскими (каспийскими) верхнехазарскими (гирканскими) осадками и перекрываются нижнехвалынскими отложениями. Нижнехвалынские отложения в восточной части Маньчской долины образуют два террасовых уровня на абсолютных отметках 42–45 и 22–25 м, соответствующие таким же террасам Каспия. Обе эти террасы отчетливо прослеживаются в восточной части Маньчской долины от юго-восточного окончания Ергенинской возвышенности на запад к оз. Маньч-Гудило. В районе последнего поверхность максимальной нижнехвалынской террасы расчленена на останцы-гряды, сложенные в основании гудиловскими суглинками, а на уровне 42–45 м перекрытые нижнехвалынскими супесями мощностью около 2 м с *Didacna ebersini* Fed.

Далее в пределах долины Западного Маньча эта поверхность снижается и сливается с более низкой, 22–25-метровой нижнехвалынской террасой. Соотношение двух основных уровней раннехвалынской трансгрессии в Маньчской долине свидетельствует о том, что при максимуме трансгрессии (уровень 45–47 м абсолютной высоты) происходил сброс избыточных каспийских вод в сторону Азовского моря, в результате которого, как справедливо считает Г.И. Попов (1970), началось снижение уровня. При этом разница уровней была значительной (Каспий плюс 45–47 м, а Азово-Черноморский послекарангатский бассейн, вероятно, минус 50–70 м), что привело к образованию водопада в районе оз. Маньч-Гудило и расчленению высокой террасы на останцы – гряды, вытянутые субширотно, параллельно направлению бывшего потока.

Более низкая нижнехвалынская терраса высотой 22–25 м образует плоское днище Маньчской долины. От района оз. Маньч-Гудило эта поверхность наклонена на запад, к устью р. Западный Маньч, до абсолютной высоты 5–7 м, что указывает на более низкое положение уровня Азово-Черноморского бассейна и во вторую половину раннехвалынского времени. По мнению Г.И. Попова, 25-метровой нижнехвалынской террасе отвечала сурожская трансгрессия Черного моря, отложения которой охарактеризованы средиземноморской фауной, но менее богатой, чем карангатская. Сурожские слои в береговых обнажениях и террасах берегов Черного моря и Азовского моря не обнаружены.

Верхнехвалынские морские отложения выклиниваются на абсолютной высоте 0 – минус 2 м в восточной части долины р. Восточный Маньч и не заходят на запад по этой долине.

Отложения голоценовой послеледниковой трансгрессии (новочерноморские слои) распространены в западной части Маньчской долины (вблизи устья Дона), где слагают основание высокой поймы.

МОРСКИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

В этой главе рассматривается современное состояние стратиграфического подразделения плейстоценовых отложений Средиземного моря.

Автором используется новейшая схема, составленная профессором Кембриджского университета Ричардом Хеем (Heu, 1973) и принятая на совещании Подкомиссии береговых линий Средиземного и Черного морей в апреле 1973 г. в Палермо (Сицилия).

В настоящее время большинством геологов для Средиземного моря принимается следующее подразделение плейстоцена: 1) калабрий; 2) эмилий; 3) сицилий; 4) милацкий; 5) тиррений; 6) фландрий (или версийский).

1. Калабрийские отложения, залегающие непосредственно на асти в Южной Италии, отличаются от последнего появлением холодолюбивых североатлантических моллюсков *Arctica islandica* L. В 1948 г. XVIII сессия Международного Геологического Конгресса рекомендовала проведение плио-плейстоценовой границы под калабрием, учитывая первое появление в его осадках *Arctica islandica* L.

Значительное увеличение североатлантических элементов, включая и фораминиферы, по мнению Руджиери (Ruggieri, 1967), произошло в калабрийское время, и фауна верхов калабрия ближе к сицилийской, чем к нижнекалабрийской. Поэтому Руджиери (1967) подразделил калабрий на две подзоны — С и D, из которых последняя включала не только поздний калабрий, но и сицилий. Керодрен (Keraudren, 1970, 1971) отнес подзону С (ранний калабрий) к плиоцену. В качестве опорного разреза калабрия Селли (Selli, 1967) предложил разрез Ле Кастелла в Калабрии.

2. Отложения эмилия, выделенные Руджиери и Селли (Ruggieri, Selli, 1949) как верхний калабрий (калабрий II, или эмилий), не имеют четкой палеонтологической характеристики и не везде могут быть обнаружены. Позднее Руджиери (Ruggieri, 1967) пришел к выводу о принадлежности отложений эмилия к калабрию, а Селли (Selli, 1967) до настоящего времени продолжает рассматривать его как самостоятельное подразделение.

3. Сицилийские отложения, выделенные Жинью в 1913 г., рассматриваются как самый нижний ярус средиземноморского плейстоцена, содержащий еще большее по сравнению с калабрием число холодолюбивых североатлантических иммигрантов.

Депере (Deperet, 1918), следуя Жинью, ассоциировал сицилий с отложениями 90–100-метровой морской террасы. Тем самым он включил в этот горизонт различные по возрасту осадки, так как террасу высотой 100 м образуют в разных районах отложения и более древние, и более молодые, чем сицилий. Бонифей (Bonifay, 1965, 1975 a, b) расширил объем сицилия, включив в него более молодые, милацкие отложения, содержащие фауну моллюсков, близкую к современной средиземноморской и относящиеся, по его мнению, к одному с сицилием осадочному циклу.

Опорный разрез сицилия находится близ Палермо, на западе северного берега о-ва Сицилия.

4. Милацкие отложения были выделены Депере (Deperet, 1918) как промежуточные слои между сицилием и тирреном, соответствующие морской тер-

расе высотой 55–60 м. Фауна моллюсков этой террасы (слоев) лишена характерных черт и близка к фауне современного Средиземного моря. Бонифей и Марс (Bonifay, Mars, 1959) подтвердили наличие горизонта с "современной фауной", но отнесли его к самому древнему подъярису тиррена. Однако позднее Бонифей (Bonifay, 1965) стал относить его к сицилию. Селли (Selli, 1967) и Руджиери (Ruggieri, 1967) предложили рассматривать описываемые отложения как самостоятельный горизонт, сохранив его первоначальное название – милаший. При этом в районе долины р. По типичный милаший перекрывается образованиями с холодно-умеренной фауной моллюсков (милаший II). Опорным разрезом Депере (Dereget, 1918) считал разрез полуострова Милаццо на северо-восточном побережье Сицилии; позднее Руджиери (Ruggieri, 1967) предложил рассматривать в качестве опорного разреза береговые обрывы в Кала-Сан-Антонио.

5. Тирренские отложения были выделены Исселем как отложения, содержащие самый теплолюбивый комплекс моллюсков, включающий тропические атлантические формы *Strombus bubonius*. Последующие исследования сводились к подразделению тирренских отложений и основывались на палеонтологических или на геоморфологических данных, либо на тех и других вместе. Депере (Dereget, 1918) выделил два основных подразделения тиррена – собственно тиррен (терраса 28–30 м) и монастырий¹ (терраса 18–20 м), которые, по его мнению, содержат идентичную фауну моллюсков. Ф. Цейнер (Zeuner, 1959), принимая в основном схему Депере, подразделил монастырий на два горизонта – главный монастырий (терраса 18–20 м) и поздний монастырий (терраса 7–8 м). Позднее он выделил еще более молодые слои с тирренской фауной – эпимонастырий (терраса 4–5 м) (Zeuner, 1959). Большинство последующих геологов пришло к выводу о биостратиграфическом единстве тирренских отложений и о том, что все их подразделения должны оставаться внутри стратиграфически неделимого яруса. Название монастырий неоднократно дискутировалось и затем было упразднено, так как террасы стратотипа у г. Монастира оказались тектонически нарушенными.

Первоначально Бонифей и Марс (Bonifay, Mars, 1959) в объем тиррена включили милаший с его умеренной и нехарактерной фауной моллюсков, придав ему статус подъяруса, и назвали его палеотирреном. Более молодые слои тиррена именовались ими эвтирреном и неотирреном. К эвтиррену эти исследователи отнесли отложения с полно и повсеместно представленной "стромбусовой" фауной (тиррен, терраса 28–30 м), а в качестве неотиррена рассматривали отложения, где эта фауна еще присутствует, но в меньшем количестве (монастырий, терраса 18–20 м). Повсеместное распространение стромбусовой фауны в Средиземном море чередовалось с периодами, когда эта фауна присутствовала только местами. Поэтому указанные выше авторы рассматривают отложения низкой террасы испанского побережья, содержащей остатки фауны *Strombus* как послеледниковые (голоценовые), а не как тирренские. Французский геолог Жигу выделяет только два тирренских подъяруса. Первый – палеотиррен, не включающий в себя милаший и отличающийся от него фаунистически, второй – главный тиррен, отвечающий периоду наиболее широкого распространения стромбусовой фауны. Он предположительно считает главный тиррен эквивалентом ульджийского яруса на Атлантическом побережье Марокко. Палеотиррен, выделенный Бонифеем и Марсом (Bonifay, Mars, 1959) и включающий в себя милаший, был отнесен позднее Бонифеем (Bonifay, 1965, 1975 a, b) к сицилию (табл. 1).

Керодрен (Keraudren, 1970, 1971) полагает, что название тиррен не может применяться ко всем отложениям, содержащим *Strombus bubonius* и другие тропические атлантические формы, а только к тем, которые связаны с трансгрессией последнего (рисо-вюрмского) межледниковья.

6. Фландрские отложения (версий), А. Бланк (Blanc, 1937) рассматривал верзий как синоним фландрия и применял это название к морским отло-

¹ По названию города Монастир в Тунисе.

Таблица 1

Стратиграфия плиоцена и плейстоцена Средиземноморья, по Бонифею (Bonifay, 1975), с сокращениями

Отдел	Ярус	Подъярус	Колебания уровня моря	Морские фауны	
Плейстоцен	Версильи	Средний-нижний	Современный уровень Трансгрессия	Современная Холодная	
	Тиррений	Верхний - неотиррен Средний - эвтиррен Нижний	Максимум регрессии Регрессия Трансгрессия Трансгрессия Максимум регрессии	Холодная(?) Умеренная Холодная(?) Холодная Обычная	
	Сицилий	Верхний неосицилий Средний миладий Нижний сицилий (в узком смысле)	Регрессия Максимум трансгрессии Трансгрессия Максимум регрессии	Умеренная Холодная Холодная (?)	
	Калабрий	Верхний неокалабрий Средний - эмилиий Нижний калабрий (в узком смысле)	Регрессия Максимум трансгрессии Трансгрессия	Умеренная Холодная	
Плиоцен	Плезанс	Верхний	Прекалабрий	Регрессия ограниченная с положительными колебаниями Максимум трансгрессии Трансгрессия	Обычная, с тенденцией к холодной Теплые плиоценовые фауны
			Астий		
		Средний			
		Нижний (табиен)			

жениям последнедиковой трансгрессии Средиземного моря, следовавшей непосредственно за вюрмской регрессией. Согласно Бланку, фауна моллюсков из фландрских отложений состоит исключительно из видов, живущих в Средиземном море в настоящее время.

В донных пробах из западной части Средиземного моря П. Марсом и другими (Bonifay, 1965) на глубинах 120-350 м были обнаружены отложения с *Arctica islandica* и прочими холодолюбивыми видами, отличающимися от фауны сицилия большим содержанием североатлантических организмов и меньшим количеством вымерших форм. Радиоуглеродные датировки этих слоев дали возраст 10-13 тыс. лет. Эти отложения относятся к самым низам фландрия.

Таковы основные представления о стратиграфии четвертичных отложений Средиземного моря, изложенные Р. Хеем (Heu, 1973)².

Однако следует вкратце напомнить представления некоторых ученых, исследовавших берега Марокко, Греции и Турции. Так, Шубер (Choubert, 1962; Choubert, Faure-Muret, 1970) для Средиземноморского и Атлантического побережья Марокко пришел к выводу о довюрмском возрасте неотиррена (ульджи), поскольку для последнего были получены абсолютные даты от 80 до 100 тыс. лет.

² На совещании в Палермо в апреле 1973 г. присутствовали почти все геологи, специально занимающиеся стратиграфией верхнего плиоцена и плейстоцена Средиземноморья.

Самые молодые тирренские отложения (неотиррен) Селли (Silli, 1967) также не считает моложе росс-вюрма. Поэтому эпимонастирские слои Цейнера (Zeuner, 1959), вероятно, являются голоценовыми - фландрскими.

Чрезвычайно интересные данные по четвертичным отложениям Греции и Турции были получены в последнее время Керодреном (Keraudren, 1970, 1971). Этот исследователь детально изучил морские террасы Мраморного моря, Дарданелл и установил следы обширной трансгрессии Средиземного моря, которую он считает миладской. На полуострове Милаццо (северный берег Сицилии) исследования последних лет подтвердили справедливость мнения Депере (Deperet, 1918) о стратиграфической самостоятельности миладских отложений (террасы). Фауна моллюсков этих слоев близка современной фауне Средиземного моря и, безусловно, более теплолюбива, нежели фауна сицилийской террасы, содержащая североатлантические виды. По этому поводу Керодрен (Keraudren, 1970, с. 110) замечает: "Из работ итальянских авторов я заключаю, что пласты Милаццо палеонтологически и хронологически (стратиграфически) расположены между сицилийской и тирренской террасами. В этом отношении Депере был прав. Совместно с Селли (Silli, 1967) я полагаю, что название "миладская терраса" может указывать на отложения, которые хронологически соответствуют террасе шкалы Депере".

Керодрен, как и многие геологи, считает, что синонимом миладия является сицилий-II. Наблюдения, проведенные этим автором на северо-западном побережье Мраморного моря, у Мюрефте-Хора, и в Дарданеллах, у Гелибола (Галлиполи), исключительно важны, так как он проследил чаудинские отложения, обнаруженные здесь Н.И. Андрусовым (1905), и установил их соотношения с террасами Средиземного моря, хотя, с точки зрения автора этой монографии, эти соотношения не вполне ясны. Так, Керодрен считает, что в районе Мюрефте-Хора развиты не чаудинские отложения, а древнеэвксинские. Основанием для такого суждения является отсутствие "руководящей", по его мнению, чаудинской формы - *Dreissena tschoudae* Andrus. Однако приводимая им из этих же слоев *Didacna rudis* Nal. исключает подобное толкование. Тем не менее здесь же вполне возможны и древнеэвксинские слои.

В коллекции Н.И. Андрусова из района Галлиполи, хранящейся в кабинете исторической геологии Ленинградского государственного университета (Федоров, 1963), имеются наряду с чаудинскими формами и *Didacna* древнеэвксинского типа. У Мюрефте-Хора, по Керодрену (Keraudren, 1970, 1971), чаудинские отложения расположены на высоте 46 м. На террасах, расположенных выше (60-90 м), встречается смешанная солоноватоводная и морская (средиземноморская) фауна моллюсков. Последнюю Керодрен не вполне уверенно сопоставляет с миладской. При этом он считает, что такое явление, вероятно, связано с перекрытием (затоплением) морскими водами ранее сформировавшихся чаудинских слоев. Если это так, то миладская трансгрессия, сопровождавшаяся широким расселением средиземноморской фауны (умеренно теплой, промежуточной между сицилийской I и тирренской), отразилась в области Черного моря в виде ранней древнеэвксинской трансгрессии, с которой связано первое появление здесь *Cardium edule* L. В этом случае новые данные Керодрена указывают на возможное соответствие чаудинских слоев Черного моря отложениям сицилия-I Средиземного моря.

Оценивая изложенные выше данные по средиземноморскому плейстоцену, можно сделать следующие выводы.

1. Сицилийские отложения (сицилий-I) содержат значительно большее (по сравнению с калабрием) количество североатлантических форм.

2. Миладские образования, содержащие умеренно теплую фауну, близкую современной фауне Средиземного моря, образуют геологически и геоморфологически самостоятельную от сицилийской I (и "палеотиррена") террасу. По мнению большинства исследователей, эта фаза развития Средиземного моря была связана с весьма обширной трансгрессией, развивавшейся в миндель-рисское межледниковье.

Таблица 2

Стратиграфия плейстоцена Средиземного моря по Шуберу (Choubert, Faure-Muret, 1970)

Подъярус	Терраса Марокко	Высота, м	Возраст, тыс. лет
Фландрий	Меллайская	2	5937 ± 30* 5030 ± 35*
Неотиррен (тиррен-III)	Ульджинская	5-10	85-95 ± 4 (г. Рабат) 75-82 ± 5 (г. Агадир)
Эвтиррен (тиррен II)	Рабатская	18-20	145 ± 5
Палеотиррен (тиррен I)	Анфатская	30-35	200 - 270

* Возраст, годы.

Таблица 3

Тиррений и версий (фландрий) Средиземноморья по Бонифею (Bonifay, 1975a,b)

Ярус	Подъярус	Колебания уровня моря	Вероятная хронология, годы до н.э.
Версий	Средний	Осцилляции, близкие к современному уровню	3 000
	Нижний	Трансгрессия с отрицательными колебаниями	
		Максимум регрессии	25 000 (?)
Тиррений	Верхний (неотиррен)	Ограниченная трансгрессия	32 000
		Регрессия	
	Трансгрессия (неотиррен в узком смысле)	70 000	
Тиррений	Средний (эвтиррен)	Регрессия ограниченная	120 000
		2-й максимум трансгрессии	
	Регрессия ограниченная	160 000	
Сицилий	Нижний	1-й максимум трансгрессии	
		Трансгрессия	
		Максимум регрессии	200 000 (?)

Высотное положение сицилийской террасы на уровне 90-100 м, милашской - на отметках 55-60 м далеко не везде выдерживается.

3. Тирренские отложения содержат теплолюбивую тропическую фауну моллюсков *Stromus bubonius* и др.

Они подразделяются на палеотиррен, эвтиррен и неотиррен. При этом положение палеотиррена не вполне ясно, так как некоторые исследователи включают в его объем милашский. Однако основываясь на объяснительной записке Хей (Heu, 1973), можно выделять палеотиррен как отложения, формировавшиеся в первую фазу тирренской трансгрессии. Эвтиррен характеризуется самой богатой теплолюбивой фауной, где тропические (сенегальские) элементы ит-

рают существенную роль в пределах всего Средиземного моря. Хей (Heu, 1973) рассматривает его как эквивалент ульджи Марроко, в то время как Шубер (Choubert, Faure-Muret, 1970) с ульджой сопоставляет неотиррен Средиземного моря и эемий Западной Европы. Таким образом, в вопросе подразделения тиррена пока еще нет единогласия. Видимо, следует присоединиться к мнению Керодрена (Keraudren, 1970, 1971) о том, что тирреном (в узком смысле) следует называть не все отложения, содержащие "стромбусовую фауну", а только те, которые формировались в последнее (рисс-вюрмское) межледниковье. Для тирренских террас обычно приводятся высоты (в м): палеотиррен - 35-40, эвтиррен - 18-20, неотиррен - 6-10.

4. Отложения гримальдийской (вюрмской) регрессии, содержащие холодолюбивую североатлантическую фауну, известны на дне в западной части Средиземного моря.

5. Фландрские отложения, содержащие фауну современного Средиземного моря, связаны с послеледниковой трансгрессией. Они обычно образуют террасу высотой 2-4 м. Для плейстоценовых отложений Средиземного моря в последние годы получены абсолютные датировки (табл. 2).

Из приведенной таблицы видно, что даже самый молодой тиррен не моложе рисс-вюрмского межледниковья, что ранее предполагал Селли (Selli, 1962).

Целесообразно привести также самые последние представления Бонифея (Bonifay, 1975a, b) по стратиграфии средиземноморского плейстоцена (табл. 3). Эти данные совпадают с цифрами, приводимыми Амброзети и др. (Ambrosetti e. a., 1972). Надо отметить, что какой-либо террасы или отложений в интервале неотиррена и фландрия в области Средиземного моря не обнаружено. Что касается внутривюрмской глобальной трансгрессии, с которой можно было бы связывать такую террасу, то ее уровень оценивается в минус 15-25 м (Кинд, 1974).

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ПОНТО-КАСПИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

В этой главе излагается геологическая история Черноморско-Каспийской области в связи с развитием окружающих территорий и прежде всего в связи с историей Средиземного моря.

Рассмотрение плейстоценовой истории этой области целесообразно начать с торкянской регрессии, которая является отчетливым, палеонтологически обоснованным рубежом. Этот момент истории хорошо запечатлен в геологической летописи обоих бассейнов. Продолжительная и, вероятно, довольно глубокая торкянская регрессия в Каспии была в какой-то мере одновозрастна послегурийской (предчаудинской) регрессии Черного моря.

Накопление отложений торкянской свиты, судя по геологическим данным, происходило в условиях значительного поступления терригенного материала в связи с большим стоком вод с суши.

В развитии Черного моря отражены как гляциоэвстатические трансгрессии Средиземного моря (и Мирового океана), так и трансгрессии Каспия, что имеет большое значение для корреляции плейстоцена изолированных бассейнов юга Европы и Мирового океана. Основываясь на средне- и позднечетвертичной истории Черного моря, можно говорить о том, что его трансгрессии, связанные с гляциоэвстатическими трансгрессиями Средиземного моря, следовали за трансгрессиями каспийского типа, отделяясь от них небольшой регрессивной фазой. Такие трансгрессивные пары разделены были регрессиями. Если средиземноморские трансгрессии в Черном море отвечали межледниковьям, а предшествовавшие им солоноватоводные каспийские фазы максимумам трансгрессий Каспия, то можно предполагать, что каспийские трансгрессии происходили в конце оледенений.

С первой волной холода связывают проникновение в Средиземное море североатлантических элементов фауны моллюсков в калабрийское время. Однако существующие сейчас абсолютные датировки и палеомагнитные данные свидетельствуют о большей древности калабрия (1,6–1,8 млн. лет) и вероятном соответствии его не торкянской свите, а апшерону.

Предположительно можно считать, что предчаудинская регрессия могла развиваться во время сброса вод в Мраморное и Средиземное моря, уровень которых должен был располагаться ниже уровня Черного моря. Присутствие чаудинских отложений на берегах Дарданелл достаточно определенно указывает на древность не только Дарданелл, но и Босфора, иначе чаудинская фауна не проникла бы в Мраморное море, Дарданеллы и, вероятно, в Эгейское море. Несомненно, что эти затопленные морем речные долины были сформированы еще в позднем плейстоцене. Если сопоставление апшерона и гурии с калабрием (абсолютный возраст 1,6–1,8 млн. лет) правильно, то предчаудинская (и торкянская) регрессия может отвечать предсицилийской регрессии Средиземного моря.

Дальнейшее развитие событий в области Каспия ознаменовалось началом бакинской трансгрессии, имевшей огромное историко-геологическое значение.

Первая трансгрессивная фаза бакинского бассейна характеризовалась накоплением глинистого, хорошо сортированного материала в пределах всей

впадины Каспия. Специфический облик нижебакинских глинистых отложений, почти постоянное присутствие в них тончайших прослоев охристых, глинистых песков, характерных для Туркмении, Кавказского побережья и Нижнего Поволжья, указывают на стабильность физико-географических условий в это время во всем бассейне. Не менее важно и постоянно нижебакинской фауны в пределах данной области. Ее появление в результате эволюции ряда апшеронских предковых форм произошло во время туркманской регрессии, так как эта фауна присутствует уже в низах нижебакинских отложений.

Водами обширной раннебакинской трансгрессии были покрыты низменности: Северная Прикаспийская, Западно-Туркменская и Куринская. По Маньчской долине происходили односторонний сброс вод в Азово-Черноморскую область и миграция нижебакинских моллюсков в раннечаудинский бассейн.

Огромные мощности нижебакинских отложений в депрессиях Западно-Туркменской и Куринской низменностей, нередко превышающие 500 м, и их литологическая однородность в какой-то мере свидетельствуют о длительности этого момента истории. Если предположить, что скорость осадконакопления не превышала современную скорость и была равна 2 мм/год, то отложения указанной мощности могли накопиться за 200-250 тыс. лет.

В пользу такой продолжительности раннебакинского (и туркманского) времени говорят палеонтологические данные, согласно которым за это время произошло становление бакинского комплекса моллюсков.

Позднебакинская трансгрессия, сопровождавшаяся абразией берегов, расширением площади моря и продвижением береговой линии в область суши, была сравнительно кратковременной, о чем можно судить как по незначительной мощности отложений, так и по переживанию ряда нижебакинских форм (*Didacna parvula* Nal.) в позднебакинское время (рис. 29). Заключительная, раннеплейстоценовая трансгрессивная фаза Каспия - урунджикская, стратиграфически отграничена от бакинской, но урунджикский комплекс моллюсков генетически тесно связан с верхнебакинскими. Несмотря на переходный характер урунджикской фауны моллюсков между бакинской и нижнехазарской, вслед за В.В. Богачевым ее следует отнести к заключительной фазе раннего плейстоцена (Федоров, 1963, 1972).

Характерной чертой бакинских и урунджикских отложений является однородность литологического состава и малое (а в ряде мест и ничтожное) присутствие грубого терригенного материала дальнего приноса. Галечники в верхнебакинских и урунджикских отложениях обычно представлены лишь местными породами и сформировались за счет абразии берегов.

Как палеогеографически осмыслить литологическую однородность, хорошую слоистость нижебакинских глин и постоянное присутствие в них ожелезненных (охристых) прослоев? Используя метод актуализма, следует предполагать, что бакинская трансгрессия в целом связана с влажной эпохой или с обильным поступлением вод с суши. Однако это неминуемо привело бы к обогащению бакинских отложений грубым терригенным материалом, чего в действительности не наблюдается.

Поэтому, скорее всего, в пределах значительных территорий Средней Азии и Европы бакинский век характеризовался теплым и влажным климатом. Об этом можно судить по красноватому и коричневому цвету сыртовых глин Поволжья, связанному с образованием окисных соединений железа.

В условиях влажного климата в Каспийской впадине развилась трансгрессия и осуществлялся длительный водосброс в Азово-Черноморскую область. Вероятно, такое широкое распространение моря в пределы Западно-Туркменской, Куринской и Северо-Дагестанской низменностей было усугублено предшествующими (послеапшеронскими) компенсационными погружениями этих депрессий, а сама бакинская трансгрессия, вероятно, не была столь обширна. Об этом, в частности, можно судить по неширокому распространению бакинских прибрежных отложений на побережье Мангышлака, характеризовавшегося относительной стабильностью.

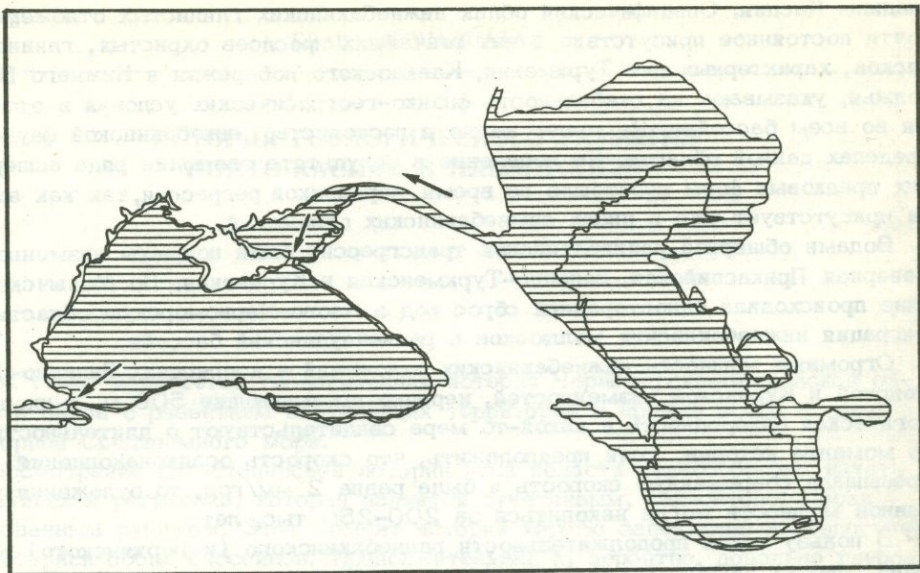


Рис. 29. Схематическая палеогеографическая карта бакинского и чаудинского бассейнов

Площади, занятые морем, заштрихованы; стрелки — направление стока

Чаудинский век в области Черного моря, отвечавший по времени бакинскому, также характеризовался трансгрессией моря, сменившей послегурийскую регрессию. Но эта трансгрессия, вероятно, была еще меньшей, нежели бакинская, о чем говорит современное распространение чаудинских отложений на берегах Черного и Азовского морей. Обычно эти отложения присутствуют на тектонически приподнятых берегах, и в частности на Кавказском побережье образуют террасу на высоте до 100 м.

Рассматривать чаудинский век как время регрессии Черного моря нет оснований, так как условия залегания чаудинских отложений и особенно наличие отчетливой абразионно-аккумулятивной террасы на Кавказском побережье с несомненностью указывают на то, что развитие берега произошло в условиях трансгрессии моря. Палеонтологические данные подтверждают геологическую синхронность чаудинских и бакинских отложений.

В развитии чаудинской трансгрессии отчетливо выделяются две фазы (по стратотипу мыса Чауда): первая представлена опресненными приустьевыми осадками с солоноватоводной и пресноводной фауной (нижнечаудинскими слоями); вторая — прибрежными отложениями, отвечающими максимальному распространению моря. Не исключено, что к первой фазе в ближайшее время будет отнесено накопление осадков так называемой гурийской чауды.

Отложения, отвечающие этим фазам, содержат наряду с черноморскими эндемиками, генетически связанными с фауной понтического типа, значительное количество иммигрантов из бакинского бассейна. Это позволяет сопоставлять раннечаудинскую фазу с раннебакинской, а позднечаудинскую с позднебакинской и урунджикской фазами Каспия.

Желтый, светло-коричневый и красноватый цвета отложений чаудинской абразионно-аккумулятивной террасы Кавказского побережья (мыс Идукопас, район Туапсе) и верхнечаудинских слоев мыса Чауда позволяют предполагать, что теплые и влажные климатические условия господствовали и в Черноморской области. Интересно, что галечники из этих отложений представлены преимущественно породами береговой зоны и связаны с абразией. Материал дальнего переноса с суши весьма ограничен.

Таким образом, в раннем плейстоцене после туркьянской (предчаудинской) регрессии в области Понто-Каспия существовали два озерно-морских бассейна — бакинский и чаудинский, первый из которых имел односторонний водосброс во второй по Маньчской долине. Таким же путем происходила миграция фауны. Значительно большая высота древней береговой линии бакинского моря по сравнению с береговой линией чаудинского моря, односторонняя миграция фауны и залегание бакинских отложений в Западном Маньче в переуглубленной ложбине (до минус 40–50 м) указывают на то, что уровень бакинского моря располагался выше уровня чаудинского моря.

В чаудинских отложениях (во всяком случае в пределах берегов Черного моря) какие-либо представители средиземноморской фауны моллюсков не известны. Такие условия, как мы знаем на примере новозвксинского бассейна, возможны при одностороннем сбросе черноморских вод в Мраморное море и далее, в Средиземное море. Следовательно, небольшая по своим размерам чаудинская трансгрессия может сопоставляться с моментом, когда уровень Средиземного моря был сравнительно низок. Только при таком положении уровней Средиземного и Черного морей мог осуществляться односторонний сброс чаудинских вод через Босфор и Дарданеллы. При этом скорость течения в проливах, вероятно, была столь велика, что препятствовала проникновению средиземноморской фауны в Мраморное и Черное моря.

Условия залегания сицилийских отложений, безусловно, связаны с трансгрессией моря. Так, на северо-западном берегу Сицилии в районе г. Палермо сицилийские отложения связаны с широкой абразионной платформой, срезающей калабрийские, нижнеплиоценовые и палеогеновые дислоцированные породы и расположенной на высотах от 80 до 200 м. Можно предполагать, вслед за Бонифеем (Bonifay, 1965), что послекалабрийская регрессия, вероятно отвечавшая гляциостатическому понижению уровня Мирового океана, сменилась трансгрессией, в начале развития которой была сформирована сицилийская терраса.

Проникновение североатлантической (холодолюбивой) фауны моллюсков в Средиземное море, начавшееся в калабрии, продолжалось в течение послекалабрийской регрессии и достигло максимума во время последующей сицилийской I трансгрессии. Эту трансгрессию поэтому, вероятно, следует сопоставлять с началом межледниковой (гюнц-миндельской?) эпохи, а следующую, максимальную фазу трансгрессии — милацкую (или сицилий-II) — с максимумом этого межледниковья. Тогда становится понятным "холодолюбивый характер" сицилийской (сицилий-I) фауны и "умеренно теплый" (аналогичный современному) характер милацкой фауны.

Керодрен (Keraudren, 1970, 1971) сопоставляет отложения на северо-западном берегу Мраморного моря (у Мюрефте-Хора) и в Дарданеллах, у Гелиболу, которые он, в противовес мнению Н.И. Андрусова, считает древнезвксинскими, с милацкой террасой Эгейского и Средиземного морей. При этом он подчеркивает широкое развитие милацкой террасы, указывающее на ее связь с обширной трансгрессией.

Следовательно, по Керодрену, чаудинская терраса (верхнечаудинские слои мыса Чауды) может соответствовать по возрасту милацкой (сицилий-II) террасе Средиземного моря. Хотя этот вывод спорный, он все же заслуживает внимания. Тем не менее остается сомнительным, что, несмотря на обширность милацкой трансгрессии и широкое расселение в пределах всего Средиземного моря умеренно теплой фауны, ни один из ее представителей не проник в Черное и даже Мраморное моря. Поэтому не исключено, что правы были Бонифей и Марс (Bonifay, Mars, 1959), включившие милацкий в низы тиррена (палеотиррен).

В области Понто-Каспия в послебакинское (послечаудинское) время произошли существенные палеогеографические изменения, повлиявшие как на осадконакопление, так и на эволюцию фауны моллюсков.

Если в нижнем плейстоцене еще в какой-то мере сохранялся характер седиментации позднеплиоценового времени, т.е. преобладало накопление свет-

ло-коричневых, коричневых, иногда красноватых осадков, связанных с обилием гидроокислов железа, накапливались мощные толщи хорошо слоистых алевролитов, глин, песков, а в фауне моллюсков, особенно чаудинской, еще значительную роль играли верхнеплиоценовые реликты, то с началом среднего плейстоцена наблюдается коренное изменение в облике осадков и составе фауны.

Начиная с послебакинской (венедской) регрессии в области Каспия происходит накопление преимущественно сероцветных образований, обогащенных крупным терригенным материалом дальнего приноса. Таковы сероцветные пески верхнекаракумской подсвиты, принесенные палео-Амударьей с гор Средней Азии, нижнехазарские (гюргянские) отложения Азербайджана, содержащие большое количество гальки пород Главного Кавказского хребта, и, наконец, нижнехазарские аллювиальные свиты Волги. Аналогичные изменения происходят и в Черноморской области. Фауна моллюсков полностью лишается плиоценовых реликтов и приобретает современный облик (это относится к солоноватоводной фауне), с преобладанием представителей группы *Didacna trigonoides* Pall.

Основываясь как на геологических данных (переуглубление долин Волги и Камы и накопление мощных аллювиальных свит), так и на существенных изменениях фауны каспийских моллюсков на рубеже баку – ранний хазар, можно предполагать, что послебакинская регрессия была не только продолжительной и глубокой, но сопровождалась также значительными изменениями климата и природных условий в целом.

Спорово-пыльцевые данные по самым низам нижнехазарских (гюргянских) отложений долин Волги, полученные Е.Н. Анановой (Горечкий, 1966), свидетельствуют о существовании здесь холодолюбивой флоры типа "сингильской", а следовательно – о похолодании климата, вероятно связанного с развитием окско-миндельского (?) оледенения.

Планетарное ухудшение климата, начавшееся на рубеже раннего и среднего плейстоцена и особенно в начале последнего, было основной причиной изменений гидрологического режима Каспия и Черного моря.

Среднеплейстоценовая история Каспия, с которой связывается накопление нижнехазарских (гюргянских) отложений, была длительна и богата событиями. Наличие трех (местами более) абразионно-аккумулятивных террас на Кавказском побережье и отвечающих им трех аллювиально-лиманных свит в долине Волги является безусловным доказательством существования в этот отрезок времени трех трансгрессий моря, разделенных фазами регрессий. При этом можно думать, что каждая из этих трансгрессий и регрессий была достаточно продолжительной, так как во время первых успевала сформироваться абразионная поверхность нередко значительной ширины, а во время вторых выработывались довольно глубокие эрозионные врезы в долине Волги. Несмотря на длительность раннехазарского (гюргянского) этапа и неоднократные колебания уровня моря, существенных изменений в фауне моллюсков не происходило. В общем можно говорить о едином нижнехазарском (гюргянском) комплексе моллюсков, где обычно присутствуют *Didacna subpyramidata* Prav., *D. naliivkini* Wass. и др.

Лишь более детальные исследования позволяют установить, что во время первой раннехазарской (палеосингильской) трансгрессии происходило распространение *Didacna kovalevskii* Bog., *D. subpyramidata* Prav. и других форм, генетически связанных с урунджикскими (нижнеплейстоценовыми) реликтами. В фауне второй (сингильской) трансгрессии почти повсеместно преобладает *Didacna paleotrigonoides* Fed., а в течение третьей (косоожской) трансгрессии вместе с сохранявшимися еще *D. subpyramidata* Prav., *D. naliivkini* Wass., *Didacna pallasi* Prav. местами появляются формы, переходные между *D. naliivkini* и *Didacna surachanica* Andrus.

Все эти данные свидетельствуют о том, что колебания уровня раннехазарского (гюргянского) бассейна протекали в условиях относительно стабильного

гидрологического режима на фоне, вероятно, не слишком резких климатических изменений в конце миндельского оледенения и длительного миндель-рисского межледниковья.

Несомненно, что Маньчская долина, как и в бакинское время, играла роль регулятора уровня Каспия, так как по ней происходил свободный односторонний сброс раннехазарских вод в Азово-Черноморскую область.

В Черном море в среднем плейстоцене развитие бассейнов каспийского типа прерывалось вторжениями средиземноморских фаун во время планетарных трансгрессий. Здесь отмечается два крупных этапа развития моря, каждый из которых является двухфазным. Непосредственно после регрессии, сменившей чаудинскую трансгрессию в области Черного моря, в результате новой трансгрессии возник обширный солоноватоводный ранний древнеэвксинский бассейн (терраса 60 м), населенный наряду с редкими чаудинскими реликтами (*Didacna baericrassa* Pavl.) рядом новых видов *Didacna*, а также многочисленными иммигрантами из раннехазарского (гюргянского) Каспия (*Didacna pallasi* Prav., *D. subpyramidata* Prav. и др.). В это же время наблюдается первое появление в Черном море (Кавказское побережье, район с. Небуг) эвригалинных элементов средиземноморской фауны моллюсков, связанное с трансгрессией Средиземного моря и частичным поступлением его вод через Дарданеллы и Босфор в Черноморскую впадину. Поэтому первую древнеэвксинскую трансгрессию можно связывать с первой трансгрессивной фазой Средиземного моря, произошедшей после римской (миндельской) регрессии.

На Кавказском побережье местами наблюдается более низкая (молодая) терраса (50 м), сформированная, вероятно, во вторую половину ранней древнеэвксинской трансгрессии. В отложениях этой террасы содержится преимущественно обедненная средиземноморская фауна, выделяемая условно как палеоузунарская (Федоров, 1969). Она отвечает дальнейшей фазе осолонения раннего древнеэвксинского бассейна, связанной с вторжением сюда средиземноморских вод. Есть основания предполагать, что в первой половине среднего плейстоцена на месте Черного моря располагался солоноватоводный бассейн, который в результате прогрессирующего поступления соленых вод Средиземного моря постепенно превратился в слабосоленый палеоузунарский бассейн. Поэтому правильнее было бы сопоставлять с палеотирреном раннюю древнеэвксинскую и палеоузунарскую фазы в целом как начальную и заключительную части одного крупного явления. Однако проблематичность предлагаемой корреляции стоит в прямой связи со спорностью стратиграфической самостоятельности палеотиррена.

Выше приведены все за и против выделения этого горизонта, вызывающего большие сомнения у исследователей плейстоцена Средиземного моря. Автору кажутся более обоснованными представления тех геологов, которые считают, что палеотиррен биостратиграфически самостоятелен, хотя Керодрен (Keraudren, 1970, 1971) к термину "палеотиррен" относился скептически.

После регрессии в области Черного моря имели место две трансгрессивные фазы, следовавшие непосредственно одна за другой. Первая из них — поздняя древнеэвксинская (эвксинская, по Н.И. Андрусову, и древнеэвксинская, по А.Д. Архангельскому), вторая — узунларская. В настоящее время имеется представительный геологический материал, позволяющий с достаточной степенью надежности осветить ход событий в этом интервале времени.

Поздняя древнеэвксинская трансгрессия, развивавшаяся от низкого уровня моря (регрессивной фазы), сопровождалась значительной абразией берегов, расширением площади моря, которое было заселено исключительно солоноватоводной фауной, аналогичной нижнехазарской фауне Каспия. Основными причинами трансгрессии были значительное поступление речных вод и приток каспийских вод через Маньчский пролив. Далее поздний древнеэвксинский бассейн сменился узунларским, в котором наряду с редкими каспийскими солоноватоводными моллюсками обитали средиземноморские формы; последние в ряде районов господствовали.

Развитие узунларской трансгрессии, а также появление и расселение эвригалинных представителей средиземноморской фауны находились в зависимости от развития очередной трансгрессии Средиземного моря. Сопоставляя раннюю древнеэвксинскую и палеоузунларскую фазы с палеотирреном, логично было бы увязывать узунларскую фазу с эвтирреном. Но в таком случае возникает вопрос: почему главная тирренская трансгрессия, характеризовавшаяся наиболее широким распространением стромбусовой фауны, вызвала сравнительно слабый эффект в Черном море?

Причиной такого явления, вероятно, можно считать опреснение Черного моря в древнеэвксинское (позднее) и узунларское время за счет значительного сброса вод с суши и из раннехазарского (гюргянского) бассейна Каспия, которое препятствовало расселению наиболее стеногалинных форм. С опреснением северной и северо-восточных частей Черноморского бассейна надо также связывать отсутствие там на соответствующих стратиграфических уровнях палеоузунларской и узунларской фауны.

Если следовать путем сопоставления последовательности событий в Черном и Средиземном морях и опираться в какой-то мере на данные об уровнях террас на берегах этих морей (что и делал автор в более ранних работах), то к эвтиррену в Черном море следует относить узунларскую трансгрессию, а карангат сопоставлять с неотирреном. Свободному проникновению морской фауны из Средиземного моря в карангатское время не препятствовало опреснение Черного моря, что, по-видимому, надо связывать с малым поступлением вод с суши и отсутствием стока из Каспия в условиях теплого (и сухого?) климата.

Такая схема, предложенная автором в последние годы (Федоров, 1965а, 1969), имеет достаточные основания. В частности, последние абсолютные датировки неотиррена (ульджи) в 80–90 тыс. лет, приводимые Шубером (Chouber, Faure-Muret, 1970), близки датам, полученным Х.А. Арслановым (1975).

К среднеплейстоценовым аллювиальным и наземным свитам бассейнов Каспийского и Черного морей приурочены находки остатков фауны млекопитающих. В настоящее время вполне определенное стратиграфическое положение в области Каспия доказано для хазарского фаунистического комплекса¹, связанного с козожскими слоями (верхи нижнехазарских отложений), и сингильской фауны (или комплекса), известной из сингильских слоев (средняя часть нижнехазарских отложений).

Тираспольский фаунистический комплекс Молдавии и Приазовья, который, по мнению большинства авторов, является бакинским, с точки зрения автора, связан с самыми низами среднего плейстоцена (палеосингильскими слоями Каспия и основанием ранних древнеэвксинских слоев Черного моря); однако его появление относится к раннему плейстоцену (баку, чауда). По-видимому, этот комплекс может характеризовать и конец раннего плейстоцена, и самое начало среднего.

Начало позднего плейстоцена в Каспии было связано с трансгрессией моря, сменившей послекозожскую регрессию, отвечающую, по-видимому, московскому оледенению. На первом этапе этой трансгрессии в долине Волги происходило накопление аллювия – песков в основании лиманных верхнехазарских отложений, залегающих с размывом на кровле нижнехазарских отложений. Затем развилась позднехазарская трансгрессия. Широкая абразионная верхнехазарская терраса, развитая на побережье Дагестана, южнее г. Дербента, обширные зоны аккумуляции прибрежных песков и ракуши, превратившихся в песчаники и известняки-ракушечники в восточной части Апшеронского полуострова и на восточном побережье Каспия, дают основание говорить о длительности этой трансгрессии, осложненной осцилляциями. Современное высотное положение верхнехазарских отложений в относительно стабильных облас-

¹Комплексы в понимании В.И. Громова (1948 и др.).

тах (Мангышлак, Нижнее Повольжье — минус 10–20 м), зонах поднятия (Дагестан — 40–50 м) и депрессиях (южнее Краснодарской косы и восточнее Челекена — ниже уровня Каспия) позволяет предполагать, что эта трансгрессия была невысока по уровню. Климатические условия в процессе развития указанных выше событий изменились, по-видимому, следующим образом. Хазарский фаунистический комплекс, связанный с аллювиальными песками, подстилающими косожские слои, свидетельствует, по мнению В.И. Громова (1948), о первой волне похолодания, проявившейся еще в условиях межледниковья. Однако присутствие в косожских слоях значительного количества раковин *Viviparus* указывает скорее на умеренно-теплые климатические условия. Красно-ватая окраска и загипсованность кровли этих слоев (кровли нижнехазарских отложений), формировавшаяся в первую половину следующей регрессии, также свидетельствуют о теплом климате в конце раннехазарского времени. Поэтому основному похолоданию и развитию днепровского оледенения, скорее всего, должна соответствовать первая половина косожской трансгрессии. В таком случае позднехазарская трансгрессия и многочисленные осцилляции имели место в последующее, микулинское (рисс-вюрмское) межледниковье. Сопоставление же всего раннехазарского (гюргянского) времени с эпохой днепровского оледенения, как это делает А.И. Москвитин (1962), представляется необоснованным.

Условия осадконакопления и развития фауны моллюсков в позднехазарское время были до некоторой степени аналогичны условиям, создавшимся в конце бакинського века. Испарение огромных водных масс, поступавших с суши, отразилось на солевом составе и на обогащении осадков карбонатом кальция.

Геохронологическое положение позднехазарского этапа именно в рисс-вюрмской межледниковой эпохе, подтверждается также и тем, что ательская континентальная свита, относимая большинством авторов, в том числе и А.И. Москвитиным (1962), к первой половине последнего оледенения (калининской стадии), залегает непосредственно на кровле верхнехазарских морских слоев.

Несмотря на сравнительно низкий уровень позднехазарского бассейна, его воды переливались по Маньчской долине в Азово-Черноморскую область, что отразилось в налегании верхнехазарских (гирканских) слоев на карангатские в долине Западного Маньча. Это налегание, по мнению Г.И. Горецкого (1970), является несогласным, указывающим на некоторый перерыв, а следовательно, и большую молодость "гирканских" отложений по сравнению с карангатскими. По Г.И. Попову (1970), наблюдается постепенный переход карангатских слоев в "гирканские".

Несогласное налегание слоев могло быть при условии разновременности максимумов карангатской и позднехазарской трансгрессий. Можно предполагать, что максимум последней наступил несколько позже максимума первой, что отразилось в перекрытии карангатских слоев верхнехазарскими ("гирканскими") в Западном Маньче.

Карангатская трансгрессия Черного моря является крупнейшей вехой в истории Черного моря и юга европейской части СССР в целом. Это была типичная межледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия, протекавшая в условиях теплого, вероятно, даже аридного климата.

Об этом можно судить по богатству фауны моллюсков, представленной исключительно средиземноморскими видами, и по скудному поступлению терригенного материала в связи с маловодностью рек. Состав фауны моллюсков, характеризовавшийся преобладанием тирренских форм, за исключением наиболее термофильных (сенегальских), указывает, что соленость карангатского моря достигала 30^{0/00} (Невеская, 1965).

Довольно высокая соленость наблюдалась не только в открытом море, но и в южной части Азовского моря и даже в таких узких, далеко вторгавшихся в сушу заливах, как Маньчский и Донской лиманы. Это обстоятельство также указывает на ограниченный приток речных вод, в том числе и по такой мощной артерии, как Дон.

Основываясь на современном положении карангатской береговой линии в областях поднятий (Кавказ, Керченский полуостров) и на относительно стабильных участках (Странджинская платформа Болгарии), можно предполагать, что уровень карангатского моря располагался на 6–8 м выше современного.

Следовательно, надо повторить высказанное предположение о том, что односторонний сброс вод Каспия в Азово–Черноморскую область уже произошел в условиях регрессирующего карангатского моря.

Сравнивая полные разрезы карангата и верхнего хазара в береговом обрыве севернее Тобечикского озера, на правом берегу Волги и Дагестанского побережья, нельзя не обратить внимания на следующие факты. На выветрелой кровле морских карангатских отложений развита погребенная почва с хорошо выраженным горизонтом вмывания и кротовинами, которая отчетливо отделяет залегающие выше лёссовидные суглинки с одним–двумя горизонтами погребенных почв. Обычно подобные лёссовидные суглинки рассматриваются как аналог "журмского лесса" Украины и ательской свиты Прикаспия. Граница между морскими карангатскими отложениями и континентальным покровом здесь весьма резкая, так как после окончания морского осадконакопления формировалась почва, а затем уже накапливались лёссовидные суглинки.

Изучение наиболее полных разрезов верхнехазарских отложений Каспия показывает, что верхи морских отложений очень часто связаны постепенным переходом с отложениями вышележащей ательской континентальной свиты, выраженным переслаиванием морских и континентальных осадков. На эту особенность верхней границы "хазарского яруса" впервые обратил внимание П.А. Православлев (1908, 1932). Иначе говоря, последние моменты формирования верхнехазарских морских осадков происходили уже в начале накопления аллювиальных и проаллювиальных фаций низов ательской свиты.

Таким образом, из сравнительного анализа карангатских и верхнехазарских отложений также следует, что верхи последних, именуемые Г.И. Горецким (1953, 1970) и Г.И. Поповым (1955, 1970) "гирканскими", моложе верхов карангата и формировались, по-видимому, в начале послекарангатской регрессии. Иначе трудно понять соотношение названных отложений в долине Западного Маньча.

Проблема соотношений карангата и тиррена связана как с подразделением самого тиррена, так и с пониманием тех условий водообмена через проливы Босфор и Дарданеллы, которые могли существовать на различных этапах развития тирренского бассейна. Реставрируя события, имевшие место в среднем и позднем плейстоцене Черного моря (раннем, позднем древнем эвксине, узунларе и карангате), следует опираться на самую новейшую историю моря – новоэвксинскую и черноморскую трансгрессии, геологическая летопись которых менее стерта временем. В этот период наблюдается смена осадков с опресненной каспийской фауной осадками, содержащими вначале обедненную средиземноморскую фауну, а позднее – значительно более богатую, близкую к современной.

Следовательно, послеледниковая трансгрессия, которую можно рассматривать в качестве примера межледниковой планетарной трансгрессии, состояла из двух основных фаз: позднеледниковой трансгрессии изолированного бассейна с фауной каспийского типа (новоэвксинские слои) и гляциоэвстатической послеледниковой трансгрессии. Сравнивая характер смены позднего древнеэвксинского бассейна узунларским и в какой-то мере раннего древнеэвксинского бассейна палеоузунларским с ходом развития новоэвксинской и черноморской трансгрессий, можно подметить много общего. Это сходство наблюдается в развитии поздней древнеэвксинской и узунларской трансгрессионных фаз, разделенных незначительным перерывом. Здесь нетрудно усмотреть общую закономерность развития Черного моря в моменты гляциоэвстатических планетарных трансгрессий.

Первая их фаза (трансгрессия каспийского типа, когда происходил односторонний сброс вод в направлении Каспийское – Черное – Средиземное моря)

имела место при низком уровне последнего, вероятно, в ледниковое и позднеледниковое время.

Вторая фаза связана с планетарной гляциоэвстатической трансгрессией, распространившейся в Средиземном море и достигшей Черного моря. В эту фазу произошло осолонение моря и расселение в нем средиземноморской фауны.

Таким образом, обе среднеплейстоценовые трансгрессии Черного моря, как и голоценовая, характеризовались двухфазным развитием, что представляется вполне естественным для полуизолированного бассейна. На фоне этой истории особенно странно выглядит карангатская трансгрессия, где первая (каспийская) фаза отсутствует. В свое время А.Д. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) предполагали, что узунларскую трансгрессию можно рассматривать в качестве начальной фазы карангата. Последующие исследования М.В. Муратова (1960, 1967) и П.В. Федорова (1959а, 1963, 1969) показали, что перерыв в осадконакоплении (в основном по разрезу узунларского озера), существующий между узунларом и карангатом, исключает такую возможность.

Детальное изучение следов этого перерыва, проведенное автором осенью 1973 г. на Керченском полуострове (эльтигенский разрез у Тобечикского озера, разрез восточного берега Чокракского озера) и на Кавказском побережье, позволило по-новому оценить уже известные факты, о чем подробно изложено в главе седьмой.

Косослоистые галечники, пески и рахушечники, переполненные паллодидами, развитые на восточном берегу Чокракского озера (Архангельский, Страхов, 1938; Федоров, 1963), содержат также редкие *Cardium edule* L. и обломки древнеэвксинских *Didacna*. При этом большинство раковин *Viviparus* (особенно молодые экземпляры) и *C. edule* L. находятся *in situ*, в то время как раковины *Didacna* представлены преимущественно обломками. Это дает основание считать, что в потоке речного типа, отложившем описываемые слои, жили вивипарусы, а *C. edule* L. обитали в бассейне, в который впадал этот поток. Что касается дидакн, то они, несомненно, вымыты из подстилающих древнеэвксинских или узунларских (Архангельский, Страхов, 1938) слоев.

Таким образом, "паллодиновые слои" Чокракского озера являются отложениями, соответствующими концу перерыва между узунларской и карангатской трансгрессиями. Учитывая присутствие *Cardium edule* в косослоистых рахушечниках и постепенный переход их вверх, в карбонатные песчаники с более богатой средиземноморской фауной, а затем в карангатские отложения, надо считать, что их накопление относится уже к началу карангатской трансгрессии. Следы такого перерыва хорошо видны также в основании южной части эльтигенского разреза, где карангатские лиманноглины подстилаются суглинками озерного типа с пресноводной фауной.

Следовательно, в рассматриваемом районе имеются отложения самого начала карангатской трансгрессии, формировавшиеся еще при низком уровне моря, но не обнаружены пока слои с каспийской фауной, предшествующие карангатскому горизонту.

Следы предкарангатской регрессии имеются и на Кавказе, в разрезе правого склона долины р. Агой, вблизи устья. Здесь наблюдается предкарангатский эрозионный врез долины, позволяющий предполагать значительное по сравнению с современным снижение уровня моря. Этот же перерыв выявляется при рассмотрении узунларской и карангатской террас Кавказского побережья. В качестве переходных слоев, предшествовавших максимальной трансгрессии и осолонению карангатского моря, нельзя рассматривать и карангатские глины (нижний карангат) в разрезах у Тобечикского озера и на дне Керченского пролива, так как отсутствие в них *Cardium tuberculatum* L. связано с фациальными условиями.

Естественно, возникает вопрос, почему в развитии карангатской трансгрессии выпадает каспийская и переходная фазы? Можно было бы допустить, что осадки этой фазы находятся ниже уровня моря и недоступны для наблюдения.

Но сейчас мы располагаем новыми материалами по Керченскому проливу, где карангатские лиманские глины с *Papnia senescens* и другими формами, сходные с такими же глинами низов эльтигенского разреза, залегают на глубинах от 20 до 40 м и, вероятно, даже до 50 м. Причем эти глины лежат непосредственно на древнеэвксинских глинах, местами, вероятно, и на узунларских слоях, что указывает также на предкарангатский размыв.

Именно в Керченском проливе и на Тобечикском озере наиболее отчетливо видно, что в первую фазу трансгрессии ингрессия вод карангатского моря в прибрежные понижения дна сопровождалась расселением средиземноморской фауны уже карангатского, а не узунларского типа.

Таким образом, приходится констатировать, что самая яркая средиземноморская фаза развития Черного моря — карангатская — проявилась в Черном море как бы внезапно, без переходного периода или постепенного осолонения.

Интересные данные о результатах бурения в проливе Босфор у г. Стамбула (*The Black Sea, 1974*) позволяют предполагать, что в предкарангатское (послеузунларское) время дно пролива было эродировано и переуглублено (до абсолютной отметки минус 100 м) водами Черного моря. Эти воды сбрасывались в область Средиземного моря, когда последнее находилось в состоянии регрессии (рисс-II?). Поступление морских соленых вод через проливы в начале развития средиземноморской трансгрессии, вызвавшее карангатскую трансгрессию, было настолько мощным, что предполагаемый бассейн, занимавший впадину Черного моря, быстро осолонился. Известные нам моменты карангатской трансгрессии, таким образом, были связаны с распространением уже соленых вод.

Пока еще нет непосредственной геологической увязки карангатских и тирренских отложений в Босфоре и Дарданеллах, и эту проблему приходится решать в большей степени на палеогеографической, нежели на биостратиграфической основе. В какой-то мере можно руководствоваться и изотопными данными. Поэтому сопоставление карангата с неотирреном (ульджой) представляется наиболее вероятным.

Возвращаясь к проблеме подразделения тиррена в Средиземном море, следует отметить, что наиболее четко и биостратиграфически обоснованно, по мнению Керодрена (*Keraudren, 1970, 1971*), выделяются только два горизонта (террасы) тиррена — эвтиррен и неотиррен. Некоторые авторы считают, что обе террасы палеонтологически плохо отличимы друг от друга, так как обе они охарактеризованы фауной *Strombus*. Однако Ричардс (*Richards, 1962*) полагает, что в ряде районов Средиземного моря наиболее богатая стромбусовая фауна связана не с эвтирреном, а с неотирреном. При таком состоянии изученности этого вопроса всякое категоричное решение было бы преждевременным. Поэтому принятая ранее (Федоров, 1965а, 1969) корреляция эвтиррена с узунларом и неотиррена (ульджи) с карангатом может рассматриваться пока как условная.

Действительно, неотиррен (ульджа) непосредственно предшествует гримальдийской (вюрмской) регрессии и имеет абсолютный возраст не менее 80–90 тыс. лет (*Choubert, 1970*), так же как карангат предшествует послекангатской (вюрмской) регрессии, а его абсолютные датировки (Арсланов, 1975) близки 80–90 тыс. лет.

Таким образом, представляется наиболее вероятной следующая схема корреляции подразделений тиррена с соответствующими фазами трансгрессий Черного моря:

палеотиррен	палеоузунларская
эвтиррен	узунларская
неотиррен (ульджа)	карангатская

Отсутствие бесспорных геологических данных о реальности сурожской трансгрессии заставляет автора воздержаться от ее выделения. Уровень внутривюрмской трансгрессии Средиземного моря (Мирового океана), с которой можно

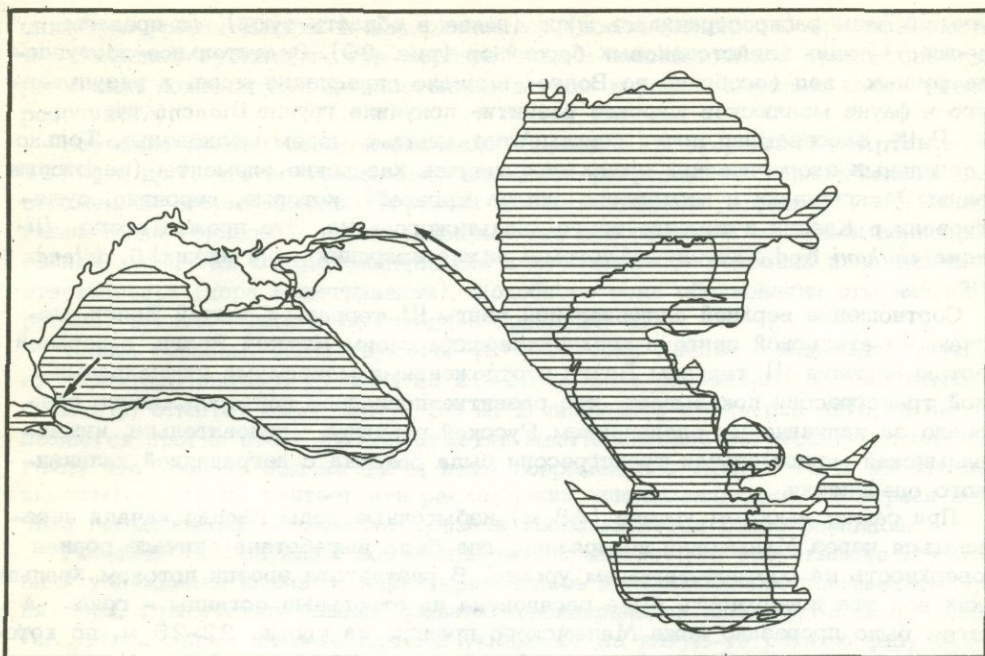


Рис. 30. Схематическая палеогеографическая карта раннехвалынского и послекарангатского (раннего новоэвксинского) бассейнов. Условные обозначения см. на рис. 29

было бы связывать сурожскую фазу, располагался на 15–20 м (Арсланов, 1975) или даже на 40 м (Кинд, 1974) ниже современного уровня моря. Сомнительно, что в таких условиях в Черном море могла проявиться трансгрессия, оставившая свои следы на его берегах, в том числе и в долине Западного Маньчжана.

В начале позднего плейстоцена в Каспии произошла позднехазарская трансгрессия. Вслед за Ю.М. Васильевым (1968) надо признать, что максимум ее падает на предледниковье. Ингрессия карангатских вод в долину Западного Маньчжана в максимум трансгрессии не могла преодолеть водораздел между Черным и Каспийским морями, а ингрессия позднехазарских (гирканских) вод в максимум трансгрессии, произошедшая в конце последнего межледниковья и в самом начале последнего оледенения, вторглась в долины Восточного и Западного Маньчжана. Несомненно, что такой ход событий был подготовлен денудацией или эрозионным размывом водораздела этих двух долин.

Дальнейшее развитие Каспия в позднем плейстоцене характеризовалось регрессией, протекавшей в условиях похолодания климата (ательская свита) во время калининского оледенения.

Великая хвалынская трансгрессия, несомненно, связана с таянием последнего оледенения. В ее развитии выделяются два основных этапа: раннехвалынский и позднехвалынский.

Ранняя хвалынская трансгрессия непосредственно следовала за завершением формирования ательской перигляциальной свиты. Она имела две фазы — максимальную, когда уровень моря поднялся до абсолютных отметок 47–50 м, и фазу длительного стояния на уровне около 20–25 м. Накопление характерных для Поволжья "шоколадных" глин, начавшееся еще при максимальном уровне, было особенно интенсивным во вторую фазу. В максимум позднехвалынской трансгрессии морем были заняты обширные пространства Прикаспия, Западной Туркмении, Куринской низменности и береговая полоса вдоль восточного побережья Каспия. За исключением Кавказского побережья, Куринской низменности и отдельных частей Западной Туркмении, береговая линия макси-

мальной фазы распространилась шире (далее в область суши), за пределы предшествующих плейстоценовых бассейнов (рис. 30). Значительное поступление речных вод (особенно по Волге) вызвало опреснение моря, в результате чего в фауне моллюсков широкое развитие получила группа *Didacna trigonoides* Pall., завоевавшая почти повсеместно занятые морем мелководья. Только в отдельных экологических нишах сохранялись казарские элементы (некоторые заливы Мангышлака и восточного склона Ергеней), которые, вероятно, существовали в Каспии в течение всего хвальнского века. Это прежде всего *Didacna zhukovi* Fed., вероятный потомок нижеказарских (гюргянских) *D. delenda* Vog.

Соотношение верхней аллювиальной свиты III террасы Средней Волги, отвечающей ательской свите и верхнеказарским слоям Нижней Волги, с верхней частью аллювия III террасы Волги и отложениями максимума нижнехвальнской трансгрессии показывает, что развитие последней непосредственно следовало за калининским оледенением Русской равнины. Следовательно, нижнехвальнская максимальная трансгрессия была связана с деградацией калининского оледенения.

При самом высоком уровне (48 м) избыточные воды Каспия начали переливаться через Маньчский водораздел, где была выработана вначале ровная поверхность на соответствующем уровне. В результате эрозии потоком хвальнских вод эта поверхность была расчленена на отдельные останцы — гряды, а затем было прорезано ложе Маньчского пролива на уровне 22–25 м, по которому осуществлялся более длительный односторонний сток в Азово-Черноморскую область. Вслед за Г.И. Поповым (1970) надо заметить, что фаза стояния раннехвальнского бассейна на уровне около 22–25 м, которой соответствует весьма характерная терраса на берегах Каспия, во многом связана с регулируемым стоком через Маньчский пролив.

Регрессия раннехвальнского бассейна, осложненная отдельными осцилляциями, сменилась позднехвальнской трансгрессией, значительно уступавшей первой по площади и высоте уровня моря, который не превосходил современный уровень Мирового океана и соответствовал приблизительно минус 2 м.

Позднехвальнский бассейн был совершенно изолирован и не имел стока по Маньчской долине. Судя по соотношению верхнехвальнской (максимальной) террасы с I террасой Волги, эта фаза трансгрессии была связана со вторым позднеплейстоценовым оледенением (осташковским). Во время своей регрессии позднехвальнский бассейн задерживался на отметках минус 12 и 16 м. Не исключено, что самые последние моменты этой регрессии происходили в начале голоцена.

Материалы по стратиграфии донных осадков Каспия, полученные в последние годы Л.И. Лебедевым, Е.Г. Маевым (Артамонов, 1976; и др.), представляют интерес для реконструкции последних страниц геологической истории этого бассейна.

Согласно этим данным, а также некоторым другим источникам по геологии шельфа Каспийского моря, окончание позднехвальнской трансгрессии (терраса минус 16–17 м, дагестанская стадия) протекало в условиях прохладного (холодного) климата арктического в начале субарктического периода голоцена (10–12 тыс. лет назад).

Вентиляция водной толщи и обогащение ее кислородом в условиях обильного поступления речных вод стимулировали, с одной стороны, образование окисных соединений в процессе литогенеза, а с другой — приводили к малой карбонатности осадков. Существенную роль здесь играл разнос грубого прибрежного материала плавающими льдами.

Последующая мангышлакская регрессия, несомненно, была связана с аридизацией климата. Вероятно, можно согласиться с Л.И. Лебедевым и соавторами (1973), что такие условия создались в конце субарктического и бореального периода голоцена (7–9 тыс. лет назад). Следы этой регрессии отчетливо выражены во врезках и переуглублении речных долин бассейна Каспия, в частности долины Волги. Не менее убедительные данные в пользу значительного

снижения уровня Каспия в мангышлакское (послехвальнское) время имеются и в Западной Туркмении, где морские осадки новокаспийской трансгрессии с размывом ложатся на переработанные ветром верхнехвальнские пески (Федоров, 1957).

Изучение донных осадков показало (Лебедев и др., 1973; Артамонов, 1976; и др.), что во время мангышлакской регрессии на верхнехвальнских отложениях сформировался "горизонт послехвальнской регрессии", или "мангышлакский горизонт", представленный как прибрежными осадками волноприбойной зоны, так и видоизмененными в субаэральных условиях хвальнскими отложениями (кора выветривания). Подобного рода образования отмечены в разрезе донных осадков на глубинах более 20 м.

Таким образом, можно думать, что регрессия Каспия в мангышлакскую фазу характеризовалась уровнем на 20–25 м ниже современного, т.е. имела абсолютную отметку около минус 50 м. В последнее время ряд авторов высказывается против столь низкой отметки мангышлакской регрессии и предполагают, что уровень был на 12 м ниже современного (минус 40 м абсолютной высоты). Автор не считает эти расхождения принципиальными, но первая величина геологически обоснована лучше и представляется более реальной.

Развитие последующей новокаспийской трансгрессии, протекавшее в условиях увлажнения климата, характеризовалось неравномерным повышением уровня моря. Присутствие самых древних новокаспийских слоев с *Cardium edule* var. *magna* Golub. на о-ве Артема указывает на какую-то раннюю фазу развития новокаспийского бассейна. Что эта за фаза? Отвечает ли она самым нижним слоям с *Cardium edule* L. на полуострове Челекен или это какая-то более ранняя фаза, неизвестная в других частях Каспия? Дислоцированность этих отложений на о-ве Артема и своеобразии самих форм *C. edule* дают основание большинству авторов рассматривать данные слои как самые древние. Так или иначе, проникновение *C. edule* в Каспий и его расселение здесь произошло либо в конце мангышлакской регрессии, либо в первые моменты новокаспийской трансгрессии, поэтому любые самые древние части новокаспийских отложений уже содержат раковины этого моллюска. Само появление *C. edule* в Каспии могло быть связано с его заносом древним человеком в конце неолита.

Рассмотрение берегового разреза западного берега Челекена (Федоров, 1957) и ряда разрезов на юге Дагестана по р. Инче-Озень и др. (Леонтьев, 1961 и др.), а также материалы комплексной Каспийской экспедиции МГУ показали, что первая фаза развития новокаспийской трансгрессии (нижние новокаспийские слои) не была длительной и не превышала уровня минус 23–25 м. Она сменилась челекенской (самурской) регрессивной фазой, при которой уровень Каспия располагался ниже современного, вероятно, не менее чем на 6–8 м.

Эта регрессивная фаза протекала в условиях сравнительно влажного климата, о чем свидетельствует обводнение Западной Туркмении (накопление слоистых песчано-глинистых пролювиальных отложений на Челекене). Далее наступила главная фаза новокаспийской трансгрессии (средние новокаспийские слои), с которой связано максимальное распространение моря, достигшее уровня минус 22 (21) м. Эта фаза была довольно длительной и характеризовалась частыми осцилляциями. Морем были заняты прибрежные низменности, расположенные сейчас ниже горизонтали минус 20 м. Затем произошла дербентская регрессия.

Постепенное падение уровня новокаспийского бассейна, осложненное частыми остановками и повышениями, отражено в многочисленных береговых валах, расположенных ниже отметки минус 22 м. Один из весьма характерных валов на высоте около минус 23 м отмечает высокое стояние уровня Каспия в XVII–XIX вв. С этой трансгрессивной фазой связано накопление верхних новокаспийских слоев.

Собственно, современная фаза развития Каспия начинается с 20-х годов нашего столетия. Она охарактеризована расселением здесь черноморского моллюска *Mytilaster lineatus* Gmel.

Для начала новокаспийской трансгрессии имеются датировки 6-7 тыс. лет., вычисленные по сезонной микрослоистости осадков (Лебедев и др., 1973). Если учесть, что возраст раковин, определенный по C^{14} из новокаспийских отложений, образующих самую высокую (минус 22 м) террасу, оценивается многими авторами в 5-6 тыс. лет, то указанная выше цифра представляется вполне правдоподобной.

Таким образом, новокаспийская трансгрессия в целом развивалась от 6-7 тыс. лет назад до начала XIX в. н.э. За это время имели место регрессивные фазы. Не исключено, что затопленная береговая линия на глубине 12 м, обнаруженная В.П. Зенковичем и автором в 1939 г. на дне залива Александр-Бай и отмеченная последующими исследователями на других берегах Каспия, связана с регрессивной фазой, которой отвечают пролювиальные слоистые суглинки Челекена.

Дербентская регрессивная фаза (падение уровня на 4-5 м или до абсолютной отметки минус 32-33 м) происходила уже в историческое время, вероятно, в начале нашей эры, о чем свидетельствуют археологические и исторические данные, относящиеся к г. Дербенту, к району Апшеронского полуострова и Апшеронского пролива.

В Черноморской области после карангатской трансгрессии произошла крупная регрессия, которая оставила отчетливые геологические следы. До недавнего времени к числу таких следов относились главным образом врезы и перуглубления речных долин, преимущественно в их низовьях.

Геологические исследования шельфа Черного и Азовского морей, а недавно и дна Керченского пролива позволяют более обоснованно говорить о ходе развития этой регрессии, которая вначале развивалась довольно медленно и лишь впоследствии достигла уровня около минус 70-80 м. Такое снижение уровня зафиксировано на дне Черного моря южнее Западного Крыма (Куприн и др., 1972) и на дне Керченского пролива (Федоров, 1973а), где послекарангатские аллювиально-морские отложения выполняют эрозионную ложбину, врезанную в миоценовые глины до глубины 60 м.

По времени эта регрессия отвечала ательской регрессии Каспия и, вероятно, началу хвалынской трансгрессии. Послекарангатская регрессия была связана с планетарной гляциоэвстатической гримальдийской (вюрмской) регрессией Средиземного моря, достигавшей, по мнению большинства авторов, отрицательных отметок порядка 100-130 м.

Понижение уровня Черного моря определялось отметками ложа проливов Босфор и Дарданеллы. Более мелководным из них является первый, где современные глубины изменяются от 80-90 м в области акватории Черного моря до 40 м (и менее) вблизи Стамбула.

Таким образом, неясно, как уровень Черного моря мог снизиться до минус 70-80 м?

Здесь можно предложить два варианта решения.

1. В послекарангатскую регрессию эрозия стекавших из Черного моря вод углубила Босфор до отметок минус 70-80 м, а позднее дно его вблизи устья лимана Золотой рог, представляющего затопленную часть речной долины, повысилось за счет отложения аллювия рекой. Влажные климатические условия, господствовавшие в бассейне Черного моря, способствовали этому процессу. Не исключено также и новейшее поднятие данного участка земной коры.

2. Послекарангатская регрессия не определялась высотой босфорского порога. Понизившись до отметок около минус 40-50 м, уровень Черного моря продолжал падать, аналогично уровню Каспия в ательской регрессии, и изменения уровня Черного моря после его полной изоляции от Средиземного моря могли подчиняться тем же закономерностям, что и уровень Каспия.

По-видимому, следует учитывать оба случая, так как снижение уровня Черного моря, совпадающее в значительной мере с раннехвалынской трансгрессией Каспия, определялось главным образом оттоком вод через проливы, который превышал приток с суши и из Каспия..

Не меньший интерес представляет и проблема изменения солености Черного моря в позднем плейстоцене. В частности, надо рассмотреть вопрос о превращении соленого карангатского бассейна в сильно опресненный новоэвксинский. Если принять изложенный выше второй вариант хода развития послекарангатской регрессии, то пришлось бы признать, что после падения уровня до минус 40 м Черное море перестало быть проточным и дальнейшее снижение его уровня протекало в условиях относительно сухого климата. В такой обстановке его опреснение замедлилось и регрессивный послекарангатский бассейн мог еще сохранять какую-то часть солей карангатского моря. На основании изучения глубоководных осадков Черного моря на судне Атлантис-II американские геологи Дегенс и Росс (Degens, Ross, 1972) показали, что переход соленого моря в сильно опресненный новоэвксинский бассейн произошел около 25 тыс. лет назад, а установление опресненных условий — 22 тыс. лет назад.

Не исключено, что в глубоких слоях вод послекарангатского бассейна при его уровне порядка 60–80 м еще сохранялась значительная соленость и обитали наиболее эвригалинные представители карангатской фауны. Опреснение этого моря и его первые трансгрессивные фазы начались во время таяния последнего оледенения и связанных с ним увеличений водности рек Русской равнины и сброса через Маньчскую долину хвальнских вод Каспия. Возможно, что именно этот момент истории, зафиксированный в донных осадках, имеет приведенные выше абсолютные даты.

Дальнейшее развитие трансгрессии изолированного и уже опресненного озера-моря во вторую половину послекарангатского века, названного А.Д. Архангельским (Архангельский, Страхов, 1938) новоэвксинским, проходило по типу каспийских трансгрессий в условиях положительного водного баланса.

Условия залегания новоэвксинских отложений в пределах шельфа Черного и Азовского морей показывают, что ингрессия моря сопровождалась заполнением глинистыми осадками вначале наиболее переуглубленных в послекарангатскую регрессию участков дна, а затем и других, более мелких эрозионных ложбин и впадин. При этом положение новоэвксинских осадков внутри контуров Черного моря и отметки их кровли обычно ниже изобаты 20–30 м позволяют считать, что уровень моря в то время не превышал минус 20 м.

В таком случае через Босфор происходил односторонний сброс опресненных вод в область Средиземного моря при уровне в проливе около минус 20 м. Только во время наиболее быстрого подъема уровня Мирового океана и Средиземного моря в послеледниковую гляциоэвстатическую трансгрессию (7–8 тыс. лет) в Босфоре возникло "нижнее босфорское течение" и в Черное море начали поступать соленые воды и мигрировать первые наиболее эвригалинные элементы средиземноморской фауны; началась первая (бугазская) фаза черноморской послеледниковой трансгрессии.

Новоэвксинская трансгрессия каспийского типа была как бы подхвачена и продолжена сменявшей ее гляциоэвстатической планетарной трансгрессией. Материалы бурения на дне Керченского пролива, полученные в 1973 г., показывают, что эта смена двух трансгрессий, возможно, была разделена регрессивной фазой, имевшей место на фоне общей трансгрессии. Голоценовая черноморская трансгрессия достигла своего максимума, вероятно, в термический оптимум голоцена, около 5–4,5 тыс. лет назад, когда уровень моря на 2–2,5 м превышал современный уровень Черного моря, а его соленость была несколько больше современной. Средиземноморская фауна полностью заняла область Черного моря. Лишь в опресненных лиманах сохранились солоноватоводные представители новоэвксинской фауны.

Послеледниковая трансгрессия Черного моря на основании биостратиграфических данных делится на две фазы: первую — древнечерноморскую, когда уровень моря еще был ниже современного, а его мелководья только начали заселяться наиболее эвригалинной средиземноморской фауной, и вторую — новочерноморскую — максимальную по уровню и солености. Эта трансгрессия в целом отвечала фландрской (версильской) трансгрессии Средиземного моря и Ми-

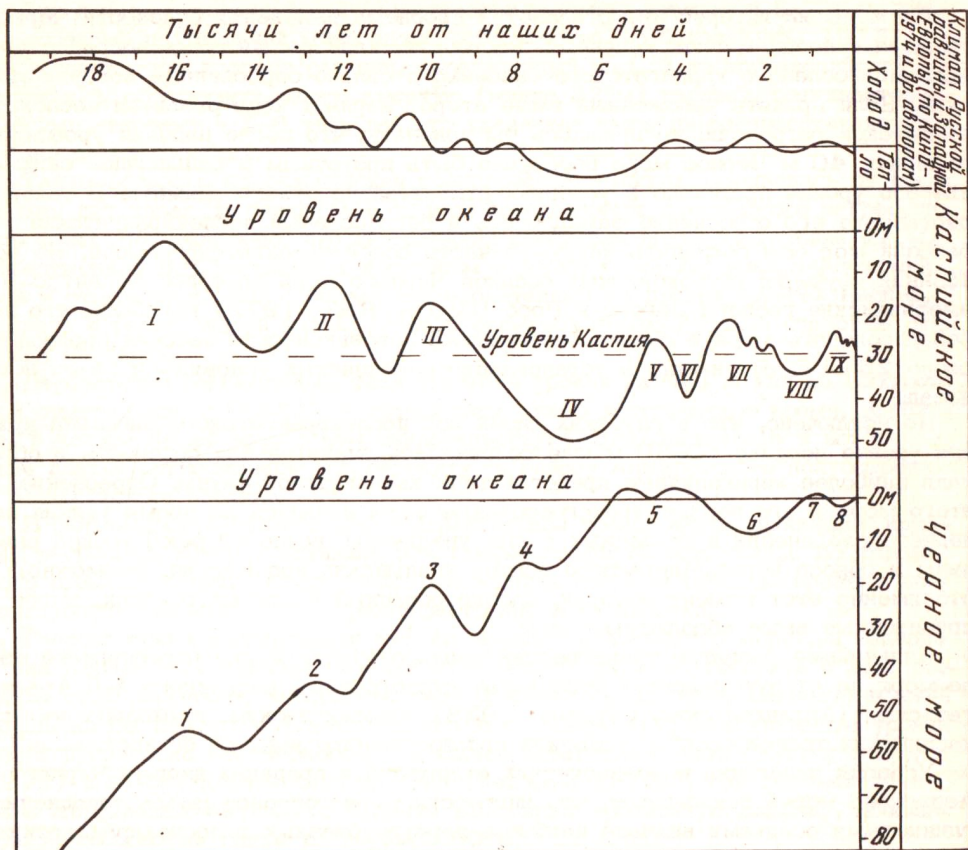


Рис. 31. Схематические кривые колебаний уровней Каспийского и Черного морей и изменений климата Европы в позднем плейстоцене – голоцене

Каспийское море: I–III – фазы позднехвалынской трансгрессии, IV – мангышлакская регрессия, V – ранняя новокаспийская трансгрессивная фаза, VI – челекенская (самурская) регрессия, VII – средняя (максимальная) новокаспийская фаза, VIII – дербентская регрессия, IX – поздняя и современная новокаспийская фазы; Черное море: 1–3 – фазы новозевксинской трансгрессии, 4 – древнечерноморская трансгрессия, 5 – новочерноморская трансгрессия, 6 – фанагорийская регрессия, 7 – нимфейская фаза, 8 – корсуньская регрессия

рового океана. Схематическая кривая (Федоров, 1973б; рис. 31 наст. работы) показывает, что развитие трансгрессий в этих бассейнах происходило синхронно даже в деталях. Особенно поразительное сходство колебаний уровня моря за последние 5 тыс. лет наблюдается для Черного и Средиземного морей, а также для Атлантики и Тихого океана.

Максимум новочерноморской трансгрессии, имевший две фазы, сменился фанагорийской регрессией, начавшейся, вероятно, еще в первом тысячелетии до н.э. и закончившейся в первых веках н.э. Уровень моря в это время снижался значительно более, чем это допускалось автором ранее (Федоров, 1959а, 1971).

Новые данные археологических исследований экспедиции Государственного Эрмитажа в районе городища Нимфей на востоке Керченского полуострова, любезно сообщенные автору осенью 1973 г. их руководителем Н.Л. Грач, сводятся к следующему.

На северной окраине Нимфея, в районе Чурбашского озера, землечерпательными работами на глубине 4–4,5 м ниже уровня моря вскрыта кровля культурных слоев, относящихся к V–III вв. до н.э. Подошва этого слоя предположи-

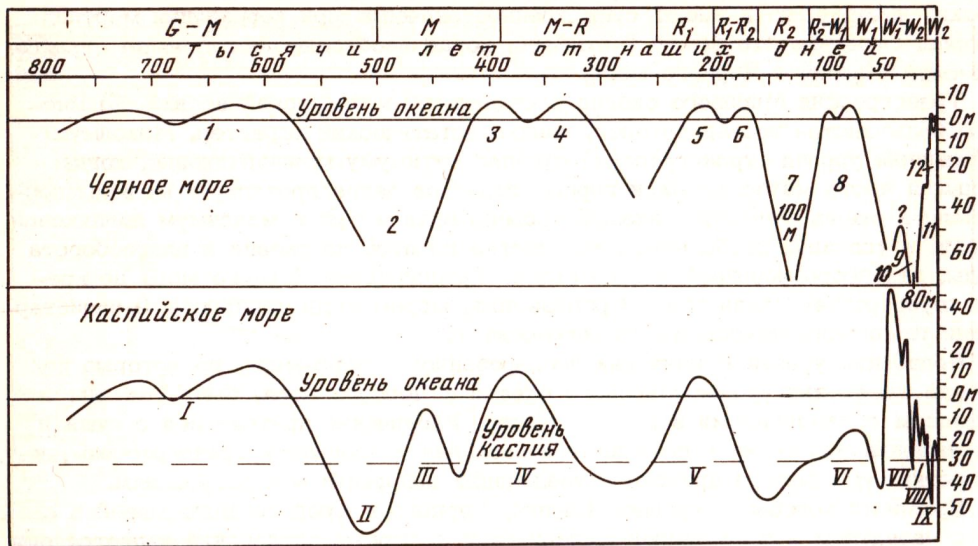


Рис. 32. Схематические кривые колебаний уровней Черного и Каспийского морей в плейстоцене

Черное море: 1 - чаудинская трансгрессия, 2 - послечаудинская регрессия, 3 - ранняя древнеэвксинская трансгрессия, 4 - палеоузунларская трансгрессия, 5 - поздняя древнеэвксинская трансгрессия, 6 - узунларская трансгрессия, 7 - послеузунларская регрессия, 8 - карангатская трансгрессия, 9 - сурожская фаза (?), 10 - послекарангатская регрессия, 11 - новоэвксинская трансгрессия, 12 - черноморская голоценовая трансгрессия; Каспийское море: I - бакинская трансгрессия; II - венедская регрессия; III-V - фазы раннехазарской (гюргянской) трансгрессии (III - палеосингильская, IV - сингильская, V - козожская); VI - позднехазарская трансгрессия; VII - раннехвалынская трансгрессия; VIII - позднехвалынская трансгрессия; IX - новокаспийская трансгрессия

тельно расположена на отметках минус 5-6 м. Исходя из этого, уровень моря должен располагаться не выше чем на отметке минус 6 м.

На приморской равнине, в пределах нижней части Нимфея, где в 1958 г. автором (Федоров, 1959а, 1963) была установлена нимфейская терраса, согласно устному сообщению Н.Л. Грач, имеются следы низкого стояния уровня, относящегося к той же эпохе. На дне моря во время водолазных работ экспедиции Государственного Эрмитажа на глубинах 3-4 м были обнаружены фундаменты зданий и остатки мощеной дороги, указывающие на положение уровня моря не более, чем на 5 м ниже современного. К.К. Шиликом (1975) для Ольвий (район г. Николаева) даются и более низкие отметки (до минус 10 м).

Таким образом, уровень фанагорийской регрессии должен быть оценен около 5-6 м (или даже 6-7 м) ниже современного уровня моря. При таком его положении становятся понятными указания Страбона на то, что скифы переправляли крупный рогатый скот через узкий Босфор Киммерийский (Керченский) пролив.

Самая молодая трансгрессивная фаза голоцена - нимфейская - произошла в конце первого или в начале второго тысячелетия н.э.

Такова в общих чертах история бассейна Понто-Каспия, как она представляется в свете имеющихся сейчас данных.

В заключение необходимо вкратце остановиться на проблеме колебаний уровней Каспийского, Черного и Средиземного морей в связи с изменениями климата и развитием оледенений в плейстоцене (см. рис. 31, 32).

Направленность колебаний уровня и их амплитуда в изолированном, полу-изолированном и открытом бассейнах представляют не только палеогеографи-

ческий интерес, но и имеют существенное значение при корреляции морских террас. Особенно это важно учитывать, когда необходимо сопоставлять трансгрессии Каспия и Черного моря.

Трансгрессии Мирового океана и связанных с ним морей носили, по мнению большинства исследователей, гляциоэвстатический характер. Максимум повышения уровня (трансгрессия) отвечал оптимуму межледникового, когда большая часть материковых и горных ледников деградировала, а их воды поступали в океан. Напротив, низший уровень океана был в максимум ледниковой эпохи, в условиях наибольшего количества изъятой из океана и влагооборота воды, законсервированной в виде льдов. Трансгрессии Черного моря во время двусторонней связи его с Средиземным морем были синхронны с планетарными гляциоэвстатическими трансгрессиями.

Колебания уровня Каспия как изолированного озера-моря, на которые не влияли изменения уровня Мирового океана и Черного моря, были связаны в основном с изменениями водного баланса. Увеличение притока вод с суши и уменьшение испарения с поверхности бассейна приводили к трансгрессиям, и напротив, уменьшение притока и увеличение испарения — к регрессиям.

Проблема колебаний уровней Каспия, Черного и Средиземного морей в связи с развитием и деградацией материковых и горных оледенений является еще далеко не решенной. Только для позднего плейстоцена и голоцена эта закономерность в какой-то мере определена.

До недавнего времени основными материалами для восстановления геологической истории морей и океанов были морские террасы берегов и данные бурения в приморских низменностях. Однако сейчас все большее и большее внимание уделяется изучению геологического строения шельфа — прибрежных мелководий, частично осушавшихся во время оледенений. Именно здесь сохранилась наиболее полная геологическая летопись, где запечатлены события, происходившие в четвертичном периоде как в море, так и на суше.

Только сопоставление данных по береговым террасам и приморским низменностям с геологическими материалами по шельфу позволит в ближайшем будущем нарисовать историю внутренних морей Европы с исчерпывающей полнотой.

В качестве обобщения по стратиграфии плейстоцена Понто-Каспия предлагается схема (табл. 4, см. вкл.).

Предлагаемая автором схема стратиграфии черноморского плейстоцена, основанная главным образом на изучении разрезов береговых террас (Федоров, 1963, 1969) и шельфа (Федоров, 1973), в настоящее время может быть сопоставлена с разрезом донных осадков глубоководной части Черного моря.

На основании изучения диатомовой флоры (устное сообщение А.П. Жузе и В.В. Мухиной²) и спорово-пыльцевых спектров (устное сообщение Ф.А. Щербакова, Е.В. Кореновой, Э.К. Забелиной и П.Н. Куприна³) из керновых материалов скважин, пройденных с научно-исследовательского судна "Гломар Челленджер" на дне Черного моря, следует, что здесь выделяются все основные подразделения, установленные ранее на берегах.

Указанными авторами дается следующая последовательность осадков (снизу).

1. Слои, охарактеризованные умеренно холодолюбивой флорой, отвечающие вероятно гурийскому горизонту и низам чауды.

2. Слои с относительно теплолюбивой флорой (чауда).

3. Слои с умеренно холодолюбивой флорой, сменяющиеся вверх слоями, содержащими более солонолюбивые диатомеи и теплолюбивую флору, которые соответственно можно сопоставлять с ранними древнеэвксинскими и палеоузунларскими слоями берегов и лихвином Русской равнины.

4. Слои с умеренно холодолюбивой флорой, переходящие вверх в осадки с более солонолюбивыми диатомеями и теплолюбивой флорой, которые соответственно могут быть сопоставлены с поздними древнеэвксинскими (днепровское оледенение, рисо-1) и узунларскими отложениями (одинцово).

Таблица 5

Схема корреляции основных подразделений плейстоцена Черного и Средиземного морей и Атлантики

Атлантика по нанно-планктону (по Гартнеру и Эмилиани)	Средиземное море (по разным авторам)	Черное море		
		Береговые террасы и шельф (по П.В. Федорову)		Глубоководные осадки (по Корневой и Жузе)
<i>Emiliana huxleyi</i> (расцвет) 60 тыс. лет	Фландрий	Черноморий	Черноморий II	Потепление, осолонение
	Гримальдий (вюрм)		Черноморий-I	
<i>Emiliana huxleyi</i> 260 тыс. лет		Неотиррен	Карангат	
	Регрессия (рисс-II)			
	Эвтиррен	Эвксино-узунлар-II	Узунлар	Потепление, осолонение
	Регрессия (рисс-I)		Древний эвксин-II	Похолодание, опреснение
<i>Gephyrocapsa oceanica</i> 400 тыс. лет	Палеотиррен	Эвксино-узунлар-I	Регрессия	Потепление, осолонение
			Палеоузунлар	
			Древний эвксин-I	
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i> 700 тыс. лет	Римская регрессия	Регрессия		Похолодание, опреснение
	Сицилий-II (милаций)	Чауда	Чауда-II	
	Сицилий-I		Чауда-I	
	Калабрий	Гурия		Похолодание

5. Слои с умеренно холодолюбивой флорой, соответствующие послеузунларской регрессии (московское оледенение, рисс-II).

6. Слои с очень теплолюбивой флорой и наиболее солонолюбивыми диатомеями, бесспорно соответствующие карангату (микулино, рисс - вюрм).

7. Слои, в которых снизу вверх наблюдается постепенное исчезновение теплолюбивой флоры и солонолюбивых диатомей и появление умеренно холодолюбивой флоры, соответствующие последнему оледенению.

Внутри этих слоев наблюдается незначительное увеличение теплолюбивых элементов, вероятно, отвечающее среднему вюрму. Однако пресноводный характер диатомей не дает оснований говорить о фазе осолонения Черного моря в это время (сурож).

Таким образом, можно констатировать, что принимаемое в данной работе подразделение плейстоцена Черноморской области, восходящее от классических работ Н.И. Андрусова и А.Д. Архангельского, подтверждается стратиграфией донных осадков глубоководной части Черного моря, и, следовательно, может рассматриваться в качестве общего.

Особенно важно отметить, что фаза осолонения Черного моря в ляхвине, выявленная по береговым разрезам террас, подтверждается также данными по глубоководным осадкам Черного моря.

Приведенные данные позволяют предложить следующую корреляцию плейстоцена Черного и Средиземного морей и Атлантики на биостратиграфической и палеоклиматической основе (табл. 5).

ЛИТЕРАТУРА

- Ализаде А.А. 1973. Апшерон Азербайджана, М., "Недра".
- Андрусов Н.И. 1889. О верхнеплиоценовых отложениях мыса Чауда на Керченском полуострове. - Труды СПб. о-ва естествоисп. Отд. геол. и минерал., 20.
- Андрусов Н.И. 1900. О древних береговых линиях Каспийского моря. - Ежегодн. по геол. и минерал. России, вып. 1-2.
- Андрусов Н.И. 1904-1905. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова. - Ежегодн. по геол. и минерал. России, 7, вып. 6.
- Андрусов Н.И. 1905. Босфор и Дарданеллы. Исторический обзор мнений об их происхождении. - Землеведение, 12, кн. 1-2.
- Андрусов Н.И. 1912. Террасы окрестностей Судака. - "Зап. Киевск. о-ва естествоисп.", 22, вып. 2.
- Андрусов Н.И. 1918. Геологическое строение дна Керченского пролива. - Изв. АН СССР. Сер. 6, 12, № 1.
- Андрусов Н.И. 1923. Апшеронский ярус. - Труды Геол. ком. Нов. сер., вып. 110.
- Андрусов Н.И. 1925. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря. - Bull. intern. Acad. Sci. Bohême.
- Андрусов Н.И. 1929. Верхний плиоцен Черноморского бассейна. Л., Геол. ком.
- Арсланов Х.А. 1975. Радиоуглеродная геохронология верхнего плейстоцена европейской части СССР. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 43.
- Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Измаилов Я.А. и др. 1975. Новые геологические и геохронологические данные о морских верхнечетвертичных отложениях Азово-Черноморского бассейна. - Информ. бюл. Координ. центра стран-членов СЭВ, № 3.
- Артамонов В.И. 1976. Позднечетвертичные регрессии Каспийского моря по данным биостратиграфических и геоморфологических исследований Дагестанского шельфа Среднего Каспия. Автореф. канд. дис. М., МГУ.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Благоволитин Н.С. 1961. Геоморфология и история развития Керченско-Таманской области. Автореф. канд. дис. М., Ин-т геогр. АН СССР.
- Богачев В.В. 1932. Руководящие окаменелости разреза Апшеронского полуострова и прилегающих районов, ч. 1. - Труды АЗНИИ. Сер. работ по общ. и прикл. геол., вып. 4.
- Бондарчук В.Г. 1932. Каспійські поклади північно-східнього узбережжя Озівського моря. - В кн.: Збірник пам'яті академіка П.А. Тутковського т. 2. Київ, Вид-во АН УРСР.
- Варданянц Л.А. 1948. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван, Изд-во АН АрмССР.
- Варенцов М.И. 1933. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время. - Труды II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, вып. 3.
- Васильев Ю.М. 1961. Антропоген Южного Заволжья. - Труды ГИН АН СССР, вып. 4.
- Васильев Ю.М. 1968. О ритме трансгрессий в полузамкнутых и замкнутых морских бассейнах (на примере Черного и Каспийского морей). - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.
- Васильев Ю.М., Федоров П.В. 1961. К вопросу о соотношении морских и континентальных отложений Нижнего и Среднего Поволжья. - Изв. АН СССР, Сер. геол., № 9.
- Васильев Ю.М., Федоров П.В. 1965. О стратиграфическом положении верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья в единой шкале Каспийской области. - Изв. АН СССР. Сер. геол., № 12.
- Вассоевич Н.Б. 1928. О древнекаспийских отложениях на Таманском полуострове. - Азерб. нефт. хоз-во, № 8-9.
- Векилов Б.Г. 1969. Антропогенные отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку, "Элм".

- Геология Азовского моря. 1974. Отв. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев., "Наукова думка".
- Герасимов И.П., Марков К.К. 1939. Ледниковый период на территории СССР. - Труды Ин-та геогр. АН СССР, 33.
- Глазунова К.Н. 1971. Стратиграфия и комплексы двусторчатых моллюсков верхнечетвертичных отложений восточного шельфа Среднего Каспия. Автореф. канд. дис. М., МГУ.
- Голубятников Д.В. 1914. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат. - Труды Геол. ком. Нов.сер., вып. 106.
- Голубятников В.Д. 1937. Морские и речные террасы Дагестана. - Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четвертич. периода, вып. 3.
- Горецкий Г.И. 1953. О палеогеографии Приазовья и Западного Примангыча в узунларско-гирканский и буртасский века. - Вопр. геогр., 33.
- Горецкий Г.И. 1966. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. Аллювий Пра-Волги. М., "Наука".
- Горецкий Г.И. 1970. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М., "Наука".
- Громов В.И. 1948. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. - Труды Ин-та геол. наук АН СССР. Сер. геол., вып. 64 (№ 17).
- Губкин И.М. 1913. Обзор геологических образований Таманского полуострова - Изв. Геол. ком., 32, № 8.
- Давиташвили Л.Ш. 1930. К познанию фауны чаудинского горизонта. - Изв. Ассоц. науч.-исслед. ин-тов при физ.-мат. фак. МГУ, 3, № 2а.
- Дашевская О.В. 1940. О бакинском ярусе восточной части Апшеронского полуострова. - ДАН СССР, 26, № 3.
- Дуброво И.А., Алексеев М.Н. 1964. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья. - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 29.
- Жуков М.М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. - В кн.: Проблемы Западного Казахстана, т. 2. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Забелина Э.К. 1974. Распределение диатомей в колонках осадков из северо-западной части Черного моря. - В кн.: Микрорепалеонтология океанов и морей. М., "Наука".
- Зубаков В.А., Кочегура В.В. 1973. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Геогр. об-во СССР.
- Зубаков В.А., Кочегура В.В., Попов Г.И., 1975. О возрасте и расчленении чаудинского горизонта Причерноморья. - В кн.: Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., Геогр. об-во СССР.
- Калицкий К.П. 1911. Челекен. - Труды Геол. ком., вып. 63.
- Каррей Дж. 1968. Позднечетвертичная история материковых шельфов США. - В кн.: Четвертичный период в США. М., "Мир".
- Кинд Н.В. 1974. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. - Труды ГИН АН СССР, вып. 257.
- Китовани Т.Г. 1971. О чаудинских и древнеэвксинских отложениях Черноморского бассейна. - Труды ВНИГНИ, вып. 115.
- Китовани Т.Г. 1976. Геологическое значение позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых *Cardiidae* Западной Грузии. Тбилиси, "Сабчота Сакартвело".
- Ковалевский С.А. 1936. Континентальные толщи Аджинаура. Баку, Азнефтеиздат.
- Кожевников А.В. 1971. К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия. - В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Материалы симпозиума. Л.
- Константинова Н.А. 1967. Антропоген южной Молдавии и юго-западной Украины. - Труды ГИН АН СССР, вып. 173.
- Краснов И.И., Никифорова К.В. 1973. Схема стратиграфии четвертичной (антропогеновой) системы. - В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. (К IX Конгрессу INQUA, Новая Зеландия). М.
- Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Шатов А.С., Поляков А.С. 1972. Процессы осадконакопления на континентальной террасе Черного и Каспийского морей. - Комплексные исследования природы океана, вып. 3.
- Лебедев Л.И., Бродовский О.К., Мавев Е.Г. 1973. Осадки Каспийского моря. М., "Наука".
- Лебедева Н.А. 1972. Антропоген Приазовья. - Труды ГИН АН СССР, вып. 215.
- Леонтьев О.К. 1961. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря. - Труды НИИГеол. АН ЭССР, 8.
- Лилиенберг Д.А., Федоров П.В. 1962. Геоморфологические наблюдения в Болгарии. - Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 1.
- Лисицын К.И. 1933. К строению долины р. Мангыча. - Труды II Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы, вып. 3.

- Личков Б.Л. 1933. К последним страницам геологической истории Черного моря. — Проблемы сов. геол., 1, № 2.
- Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. 1965. Четвертичный период, т. 2. М., Изд-во МГУ.
- Милановский Е.Е. 1964. О верхнеплиоценовом оледенении Центрального Кавказа. — Информ. сб. о работах по Междунар. геофиз. году, № 10.
- Мирчинк Г.Ф. 1936. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Москвитин А.И. 1962. Плейстоцен Нижнего Поволжья. — Труды ГИН АН СССР, вып. 64.
- Муратов М.В. 1960. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 35, вып. 5.
- Муратов М.В. 1967. Континентальные четвертичные отложения Крыма и их соотношения с морскими террасами и возраст. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 33.
- Невесская Л.А. 1959. Донные комплексы моллюсков верхнечетвертичных отложений прибрежной области Черного моря (Анапский район). — Труды Океаногр. комис. АН СССР, 4.
- Невесская Л.А. 1965. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. — Труды ПИН АН СССР, вып. 105.
- Невесский Е.Н. 1958. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии. — Труды Ин-та океанол. АН СССР, 28.
- Невесский Е.Н. 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука".
- Островский А.Б. 1967. Регрессивные уровни Черного моря и их связь с переуглублением речных долин Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 1.
- Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. 1975. Палеогеографические условия новейшей черноморской трансгрессии в связи с проблемой внутриводораздельных и межбассейновых стратиграфических корреляций. — Информ. бюл. Координ. центра стран-членов СЭВ, № 3.
- Павлов А.П. 1925. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы. — Мемуары геол. отд. О-ва любит. естествозн., антропол. и этногр., вып. 5.
- Попов Г.И. 1955. История Маньчжурского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских четвертичных отложений. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 32, вып. 2.
- Попов Г.И. 1961. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Попов Г.И. 1970. Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР, т. XVI. М., "Недра".
- Попов Г.И. 1973. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива. — ДАН СССР, 213, № 4.
- Православлев П.А. 1908. Материалы к познанию нижневолжских каспийских отложений, ч. I. Астраханское Заволжье. — Изв. Варшавск. ун-та, № 2.
- Православлев П.А. 1913. Каспийские осадки по р. Урал. — Изв. Донск. политехн. ин-та. Отд. 2, 2.
- Православлев П.А. 1932. Предисловие к статье В.И. Громовой. — Труды Комис. по изуч. четвертич. периода, вып. 2.
- Рихтер В.Г. 1954. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4.
- Рычагов Г.И. 1970. Верхнехазарские террасы Дагестана. — Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 1.
- Рычагов Г.И. 1977. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. докт. дис. М., МГУ.
- Семененко В.Н. 1974. О стратиграфическом положении верхнего плиоцена Азово-Черноморского бассейна. — В кн.: Материалы по четвертичному периоду Украины. (К IX Конгрессу INQUA, Новая Зеландия). Киев, "Наукова думка".
- Соколов Н.А. 1895. О происхождении лиманов Южной России. — Труды Геол. ком., 10, вып. 4.
- Федоров П.В. 1943. Каспийские террасы Южно-Мангышлакского побережья. ДАН СССР, 41, № 9.
- Федоров П.В. 1946. К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского района Западной Туркмении. — Сов. геол., № 11.
- Федоров П.В. 1948. Морские террасы восточного побережья Каспия. ДАН СССР, 59, № 9.
- Федоров П.В. 1949. К вопросу об эволюции фауны моллюсков Каспийского бассейна в четвертичное время. — Труды Ин-та геогр. АН СССР, вып. 43.
- Федоров П.В. 1952. О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. — ДАН СССР, 85, № 1.
- Федоров П.В. 1953. Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna*

- Eichwald* и их стратиграфическое значение. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника. Прикаспийская низменность. М., Изд-во АН СССР.
- Федоров П.В. 1956. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. — ДАН СССР, 110, № 5.
- Федоров П.В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Труды ГИН АН СССР, вып. 10.
- Федоров П.В. 1959а. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. — ДАН СССР, 124, № 5.
- Федоров П.В. 1959б. Четвертичные отложения Западной Туркмении и их положение в единой стратиграфической шкале Каспийской области. — Труды Ин-та геол. АН ТССР, 2.
- Федоров П.В. 1960. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2.
- Федоров П.В. 1961. Четвертичные террасы Каспийского и Черного морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря. — Труды Ин-та геол. АН ЭССР, 8.
- Федоров П.В. 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. — Труды ГИН АН СССР, вып. 88.
- Федоров П.В. 1965а. Проблема корреляции плейстоценовых береговых линий Черного моря, Средиземноморья и Атлантики. — В кн.: Четвертичный период и его история. (К VII конгрессу INQUA, США). М., "Наука".
- Федоров П.В. 1965б. Стратиграфическое положение слоев бабеля и его аналогов в плейстоцене Черноморского бассейна. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 40, вып. 5.
- Федоров П.В. 1967. Новые данные о соотношениях древнеэвксинской и узунларской террас Кавказского побережья Черного моря. — ДАН СССР, 174, № 4.
- Федоров П.В. 1969. Проблема корреляции плейстоцена Черного и Средиземного морей. — В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. (К VIII конгрессу INQUA, Франция). М., "Наука".
- Федоров П.В. 1970. Некоторые новые данные о карагатских отложениях Черного моря и их соотношениях с тирреюм Средиземного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6.
- Федоров П.В. 1971. О послеледниковой трансгрессии Черного моря. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 46, вып. 2.
- Федоров П.В. 1972. Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале Каспийского плейстоцена. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 47, вып. 2.
- Федоров П.В. 1973а. Геологическая история Керченского пролива в связи с новыми данными бурения на его дне. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 48, вып. 5.
- Федоров П.В. 1973б. Последние страницы геологической истории Черного моря в связи с развитием планетарных трансгрессий. — В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. (К IX конгрессу INQUA, Новая Зеландия). М., "Наука".
- Федоров П.В. 1977. Закономерности колебаний уровней Каспийского, Черного и Средиземного морей в плейстоцене. — В кн.: Геология четвертичного периода, инженерная геология, проблемы гидрогеологии аридной зоны. (К XXV сессии МГК, Австралия). М., "Наука".
- Федоров П.В., Гептнер А.Р. 1959. К стратиграфии четвертичных отложений прибрежной полосы Северо-Восточного Причерноморья. — Труды ГИН АН СССР, вып. 32.
- Федоров П.В., Лилиенберг Д.А., Попов В.И. 1962. Новые данные о террасах Черноморского побережья Болгарии. — ДАН СССР, 144, № 2.
- Федоров П.В., Скиба Л.А. 1960. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене. — Изв. АН СССР. Сер. геогр., № 4.
- Хаин В.Е. 1950. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку, Азнефтеиздат.
- Черетели Д.В. 1966. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси, "Мецниереба".
- Черетели Д.В., Мамадзашвили Н.С. 1975. Новые данные о средне- и верхнеплейстоценовых отложениях Черноморского побережья Колхидской низменности. — Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 43.
- Шатилова И.И. 1974. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плиоцена и плейстоцена Западной Грузии. Тбилиси, "Мецниереба".
- Шевченко А.И. 1969. О корреляции отложений с тираспольским фаунистическим комплексом и бакинских морских отложений. (Тезисы докладов Международного коллоквиума по геологии и фауне нижнего и среднего плейстоцена Европы). М.
- Шилик К.К. 1975. Изменение уровня Черного моря в позднем голоцене. Автореф. канд. дис. Л., ЛГУ.
- Шкатова В.К. 1973. О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней

- Волге. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграф. Л., Геогр. об-во СССР.
- Эберзин А.Г. 1940. О фаунах из морских террас Абхазии - Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 6-7.
- Эберзин А.Г. 1967. Солоноватоводные кардииды плиоцена СССР, ч. 5. - Труды ПИН АН СССР, вып. 112.
- Эберзин А.Г., Ивченко П.И. 1947. Карангатская и новоэвксинская террасы г. Сочи и его окрестностей. - ДАН СССР, 56, № 5.
- Ambrosetti S., Azzaroli A., Bonadonna F., Follieri M. 1972. A scheme of pleistocene chronology of the tyrrhenian side of Central Italy. - Bull. Soc. geol. ital., 91.
- Blanc A.C. 1937. Levels of the Mediterranean sea during the Pleistocene glaciation. - J. Geol. Soc. London, 43.
- Bonifay E. 1965. Remarques sur le Pleistocene marin des Alpes - Maritimes. - Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 11.
- Bonifay E. 1975a. L' "Ere Quaternaire". Définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie Méditerranéenne - Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 27.
- Bonifay E. 1975b. Stratigraphie du quaternaire et age des gisements préhistoriques de la zone littorale des Alpes-Maritimes. - Bull. Soc. Prehist. Français, 72.
- Bonifay E., Mars P. 1959. Le tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne. - Bull. Soc. géol. France. Ser. 7, 1, N 1.
- Choubert G. 1962. Reflexion sur les parallélismes probables des formations quaternaires atlantiques du Maroc avec celles de la Méditerranée. - Quaternaria, Roma, VI.
- Choubert G., Faure-Muret A. 1970. Anti-Atlas occidental et central (Colloq. int. correlat. precambrien Agadir-Rabat 3-23 Mai 1970). Ed. Service geol. Maroc, Rabat.
- Degens E., Ross D. 1972. Chronology of the Black sea over the las 25000 years. - Chem. Geol., 10, N 1.
- Deperet Ch. 1918. Essai de coordination chronologique général de temps quaternaires. - C. r. Acad. sci., 166.
- Ehlers E. 1971. Südkaspisches Tiefland (Nordiran) und kaspisches meer. - In: Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung-und Postpleistozen. Tübingen.
- Fairbridge R.W. 1962. World sea-level and climatic changes. - Quaternaria, Roma, VI.
- Hey R.W. 1973. Classification of Mediterranean marine Quaternary deposits. - Meeting of Subcommission Mediterranean and Black Sea. Palermo.
- Keraudren B. 1970. Les formations quaternaires marines de la Grece. - Bull. Musee Prehist. Monaco, 16.
- Keraudren B. 1971. Les formations quaternaires marines de la Grece. - Bull. Musee Prehist. Monaco, 17.
- Richards H.G. 1962. Studies on the marine Pleistocene. - Trans. Amer. Phil. Soc. new. ser., 52, N 3.
- Ruggieri G. 1967. Quadro sintetico del Quaternario marino fra Castel amare del Golfo e Altvilla (Palermo). - Atti Accad. Gioenia sci. natur. Sez sesta, 18.
- Ruggieri G., Selli R. 1949. Pliocene e il Postpliocene de ll'Emilia. - Giorn. Geol., 3, N 20.
- Selli R. 1967. The Pliocene-Pleistocene boundary in Italian marine sections and its relationship to continental stratigraphies. - Progr. Oceanogr., N 4.
- The Black Sea, geology, chemistry and biology, 1974. Tulsa, Oklahoma.
- Zenner F.R. 1959. The Pleistocene period. London.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава первая	
ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ МОЛЛЮСКОВ И ПРОБЛЕМА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОНТО-КАСПИЯ. . .	5
Глава вторая	
НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ	16
Глава третья	
НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ	31
Глава четвертая	
СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ	45
Глава пятая	
СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ	54
Глава шестая	
ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТИ	80
Глава седьмая	
ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ ОБЛАСТИ	99
Глава восьмая	
ГОЛОЦЕН ЧЕРНОМОРСКОЙ И КАСПИЙСКОЙ ОБЛАСТЕЙ	116
Глава девятая	
ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КЕРЧЕНСКОГО ПРОЛИВА	124
Глава десятая	
ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ МАНЫЧСКОЙ ДОЛИНЫ	129
Глава одиннадцатая	
МОРСКИЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ	134
Глава двенадцатая	
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ПОНТО-КАСПИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ .	140
ЛИТЕРАТУРА	160

CONTENTS

INTRODUCTION	3
First chapter	
DEVELOPMENT STAGES OF THE MOLLUSK FAUNA AND THE PROBLEM OF STRATIGRAPHIC SUBDIVISION OF PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE PONTO-CASPIAN	5
Second chapter	
LOWER PLEISTOCENE OF THE CASPIAN AREA	16
Third chapter	
LOWER PLEISTOCENE OF THE BLACK SEA AREA	31
Fourth chapter	
MIDDLE PLEISTOCENE OF THE CASPIAN AREA	45
Fifth chapter	
MIDDLE PLEISTOCENE OF THE BLACK SEA AREA	54
Sixth chapter	
UPPER PLEISTOCENE OF THE CASPIAN AREA	80
Seventh chapter	
UPPER PLEISTOCENE OF THE BLACK SEA AREA	99
Eighth chapter	
HOLOCENE OF THE BLACK SEA AND CASPIAN SEA AREAS	116
Ninth chapter	
SECTION OF BOTTOM DEPOSITS OF THE KERCH STRAIT	124
Tenth chapter	
QUATERNARY DEPOSITS OF MANYCH VALLEY	129
Eleventh chapter	
QUATERNARY MARINE DEPOSITS OF THE MEDITERRANEAN	134
Twelfth chapter	
THE HISTORY OF GEOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE PONTO-CASPIAN IN THE PLEISTOCENE	140
BIBLIOGRAPHY	160

Павел Васильевич Федоров

ПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР

Редактор В.П. Цетлин
Редактор издательства В.Я. Енюкова
Художник В.Е. Самохин
Художественный редактор А.Н. Жданов
Технический редактор Л.В. Русская

ИБ № 7080

Подписано к печати 28.02.78. Т – 00243
Усл. печ. л. 14,7 + вкл. 0,3. Уч.-изд. л. 16,7
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 800 экз. Тип. зак. 151.
Цена 2 р. 50 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

П 1
в. 340