

Часть II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

4. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений Понто-Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли. Основой для реконструкции событий и их корреляции послужили биостратиграфические (эко-стратиграфические) схемы Каспия, Понта и Маныча. Сравнительный анализ поведения уровня Черного, Азовского и Каспийского морей, отдельных компонентов их природной среды и в целом бассейнов в зависимости от глобальных изменений климата показал общие закономерности и особенности развития природных систем различных по типу бассейнов.

4.1. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В РАННЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.1.1. Каспий

Тюркянская регрессия

В начале неоплейстоцена во впадине Каспия существовал тюркянский регрессивный бассейн. Палеогеографические сведения о нем немногочисленны, но именно этот водоем, очевидно, явился местом зарождения каспийской неоплейстоценовой малакофауны. На границу апшеронского и бакинского веков – эпоху его существования – приходится наиболее отчетливый перелом в развитии каридид, произошло вымирание большинства представителей апшеронской фауны и появление новых видов. Все исследователи Каспийского региона единодушны в том, что конец апшеронского времени ознаменовался длительной и глубокой регрессией, во время которой на каспийских побережьях происходило формирование наземных и пресноводных осадков (Хаин, 1950; Федоров, 1957; Москвитин и др., 1958; Векилов, 1969; Али-Заде и др., 1972, 1987; Рычагов, 1977; Ализаде и др., 1978; и др.). Уровень моря понижался, согласно С.А. Лукьяновой и Л.Г. Никифорову (1970), до абсолютной высоты -150 м; по данным А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988, 1989, 1991), Л.И. Лебедева (1983) предбакинская абразионная поверхность расположена на глубине 200–300 м. Вся водная масса тюркянского бассейна была сосредоточена в Южнокаспийской и Среднекаспийской котловинах, между которыми существовал мелководный пролив в районе Апшеронского порога (Кленова и др., 1962).

Мы не располагаем данными по малакофауне тюркянского бассейна. О его экологических условиях можно составить представление, проанализировав имеющиеся данные по микрофауне и спорово-пыльцевым характеристикам тюркянских отложений отдельных районов региона. В составе микрофауны отмечены только единичные экземпляры преимущественно пресноводных остракод (Мамедова, 1984). Согласно материалам В.П. Гричука (1954) по Северному Прикаспию, тюркянский горизонт охарактеризован степными спектрами, в составе которых 80-100% составляют травянистые растения с господством *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. По мнению А.И. Москвитина (1962, стр. 51) эту степь «равно можно вообразить и холодной – приледниковой, и жаркой и засушливой». По предположению А.Л. Чепальги (1980) это была эпоха жаркого климата. По палинологическим данным Н.Ю. Филипповой (1997) тюркянские отложения Куринской депрессии характеризуются ксерофитным палинокомплексом, сходным с таковым осадков конца апшеронского века. Согласно схеме В.А. Зубакова (1986) тюркянские слои и верхи апшерона входят в состав единого климатостратиграфического подразделения, отвечающего аридной и теплой фазе. Наши материалы (Свиточ и др., 1998) по спорово-пыльцевым спектрам апшеронских отложений балки Нефтяной (Азербайджан) свидетельствуют об аридизации климата к концу апшерона. Согласно выводам А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988; Алескеров, 1990) в самом начале неоплейстоцена климат был холодным, в горах Кавказа развивалось оледенение.

Мнения противоречивы. Очевидно, исследуемые отложения принадлежат разным временным этапам существования тюркянского бассейна. Азербайджанские исследователи (Мамедов, Алескеров, 1988) отмечают присутствие редких раковин парвулоидных дидакт в изученных ими «тюркянских» осадках, а это свидетельствует о том, что полученные ими данные характеризуют переход от регрессии к бакинской

трансгрессии, когда каспийские воды уже стали заполнять Куринскую депрессию. И это происходило в условиях отмеченного ими значительного похолодания. По этим немногочисленным данным можно сделать вывод о том, что тюркянский регрессивный изолированный озерный водоем существовал в условиях жаркого сухого климата. В тюркянских отложениях Азербайджана установлена граница ортозон Матуяма - Брюнес (Асадуллаев, Певзнер, 1973; Гурарий и др., 1976), которая датируется примерно 780 тыс. лет назад. По этому факту мы можем судить о времени существования тюркянского бассейна. Датирование трековым методом дало возраст от 950 до 1050 тыс. лет (Ганзей, 1984).

Бакинская трансгрессивная эпоха

Постепенный подъем уровня в тюркянском бассейне привел к развитию бакинской трансгрессии. Первыми дидакнами, появившимися в Каспии, были *Didacna parvula*, распространенные в юго-западной области моря, – мелкие моллюски с тонкостворчатыми раковинами, им сопутствовали *Dreissena polymorpha*. У противоположного берега, по нашим представлениям – позже, чем парвулоидные дидакны (см. раздел 1.2), расселились *Didacna catillus*, вместе с ними – *D. parvula*, в примеси к ним *Micromelania* sp., *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Monodacna caspia* (рис. 31). Эти области в предбакинское время,

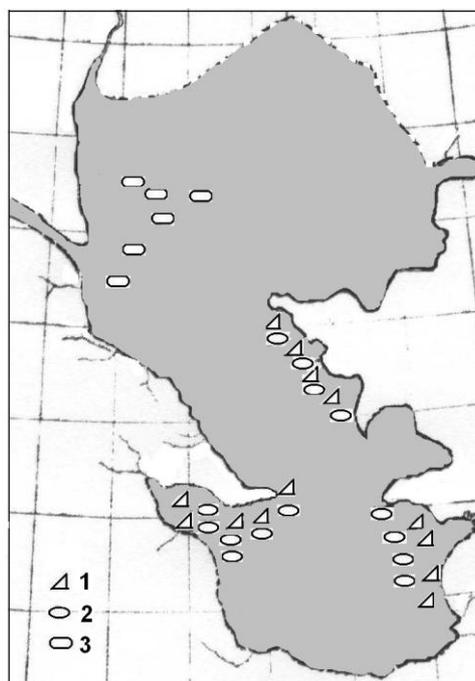


Рис. 31. Ассоциации раннебакинских дидакн. Преобладающие виды: 1-*Didacna parvula*, 2-*D. catillus*, 3-*D. catillus volgensis*

очевидно, были депрессиями, в первую очередь заполнившимися водами трансгрессирующего Каспия, образовав Куринский и Западно-Туркменский заливы. Тонкий состав отложений, их мощность, моллюски, имеющие тонкую и нежно скульптурированную раковину, свидетельствуют о спокойных и относительно приглубых, с постоянным режимом осадконакопления, условиях в заливах. Водная масса на первых этапах трансгрессии, по видимому, была слабосоленовой (7–8‰), а ее температура - достаточно низкой, существенно ниже современной. Косвенным подтверждением последнего служат палинологические материалы, полученные нами (Свиточ и др., 1998) по разрезу бакинских отложений Нефтяная балка: в эпоху отложения осадков с *Didacna parvula* климат был прохладный и влажный, на берегах Куринского залива были распространены широколиственные леса с березняками и сосняками. О похолодании свидетельствуют и данные по раннему неоплейстоцену Азербайджана А.В. Мамедова и Б.Д. Алескерова (1988). Спорово-пыльцевые спектры нижней части бакинских отложений, выделенные для западного побережья Т.А. Абрамовой (1972, 1974, 1977), свидетельствуют о существенной роли в растительном покрове лесных формаций (береза, ольха, дуб, клен, вяз). В Нижнем Поволжье отложения, по данным Р.Е. Гитерман (Москвитин, 1962), содержат лесостепные пыльцевые спектры, где среди пыльцы древесной растительности часто встречается пыльца сосны, березы, ольхи, вяза, также указывающая на более холодный и влажный климат ранних этапов трансгрессии. Н.Ю. Филипповой (1997) в основании бакинских отложений Азербайджана выделена мезофитная серия палинокомплексов, отражающая пльвиальную климатическую фазу.

Некоторые исследователи (Рейнгард, 1932; Ковалевский, 1936; Алескеров, 1990 и др.) высказали мнение о существовании в бакинское время оледенения Кавказа, причем самого крупного в его неоплейстоценовой истории, что также может свидетельствовать о холодном климате этой эпохи. Изотопный состав кислорода раковин, зависящий от изотопного состава кислорода воды бассейна, показал значения $\sigma^{18}\text{O}$ 12,7-13,98‰ (Алиева, 1990), что, по мнению автора, обусловлено низкими температурами воды в условиях холодного климата бакинского века.

Некоторые исследователи (Рейнгард, 1932; Ковалевский, 1936; Алескеров, 1990 и др.) высказали мнение о существовании в бакинское время оледенения Кавказа, причем самого крупного в его неоплейстоценовой истории, что также может свидетельствовать о холодном климате этой эпохи. Изотопный состав кислорода раковин, зависящий от изотопного состава кислорода воды бассейна, показал значения $\sigma^{18}\text{O}$ 12,7-13,98‰ (Алиева, 1990), что, по мнению автора, обусловлено низкими температурами воды в условиях холодного климата бакинского века.

Наши представления о низкой солености начальной стадии трансгрессии подтверждаются данными анализа фораминифер (Янко, 1989; Свиточ и др., 1992) из местонахождений бакинской фауны (Гора Бакинского яруса, Нефтяная балка, Узундере): доминирование слабо солоноватоводных видов, экологическая характеристика которых позволила оценить соленость раннебакинского бассейна у западных берегов Южного Каспия в 10‰. В Туркменском заливе существовало еще и значительное местное опреснение –

более сильное, чем в Куринском заливе, свидетелями чему являются многочисленные слабо солоноватоводные и пресноводные элементы фауны. Об этом же говорят и данные по остракодам (Мамедова, 1984): в нижнебакинских осадках присутствует обедненный солоноватоводный комплекс остракод, пресноводные и эвригалинные виды.

Дальнейшее развитие трансгрессии привело к расширению границ бассейна и заполнению бакинскими водами обширных пространств Северного Прикаспия и появлению здесь дидакн. Помимо *D. parvula* в бакинском бассейне к этому времени расселились *D. catillus*: *D. catillus catillus* в юго-западной, апшеронской и восточной областях, *D. catillus transcaspica* – в юго-восточной, *D. catillus volgensis* – в его северной области. Северо-западный сектор бакинского моря, несомненно, отличался значительным опреснением (влияние Волги), судя по редким находкам здесь мелких экземпляров *D. parvula* и мелким тонкостенным раковинам подвида *D. catillus volgensis* (его раковины проявляют некоторые черты «тригоноидности» – треугольно-овальную форму, более резкий, чем у типичных *D. catillus*, киль, отчетливо выступающую маленькую килеватую макушку, что приводит к предположению о большей приспособленности катиллоидных дидакн такой формы к опресненным условиям среды).

Судя по распространению бакинских отложений и форм рельефа, море широкими заливами глубоко проникало в окружающую его сушу, распространяясь в Западную Туркмению и Восточное Закавказье; в Восточном Предкавказье – в Кумо-Маньчскую депрессию; на северо-западе бакинские воды подступали вплотную к Южным Ергеням, они глубоко проникали по долинам Волги (севернее Волгограда) и Урала (севернее Калмыково), занимали значительную часть Прикаспийской низменности, достигая подножия Общего Сырта (самое северное местонахождение бакинской малакофауны – Александров-Гай); захватили полуостров Бузачи (Аристархова и др., 1961), вторглась во впадины на полуострове Мангышлак. На месте Кара-Богаз-Гола был открыт залив (Леонтьев, 1961). Вдоль кавказского побережья бакинская трансгрессия захватила лишь неширокую полосу суши, к западу от Махачкалы ее береговая линия располагалась у подножия передовых хребтов Дагестана.

Увеличение площади бассейна сопровождалось фациальным «погрубением» осадков: возросло отложение песков, появились ракушечники и рыхлые детритусовые известняки, иногда с крупными скоплениями гравийно-галечного материала. Изменился фаунистический облик бассейна: появились новые виды дидакн, абсолютное количественное преобладание перешло к двустворкам, отличающимся крупной, толстостенной и часто грубоскульптурной раковинной. Ко времени максимального распространения бакинской трансгрессии состав фауны был богат таксономически и обилен количественно. В Южном Каспии, на его западных мелководьях, наряду с парвулоидными и катиллоидными дидакнами, значительно увеличившимися в размерах, существовали *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. mingetchsaurica*, имевшие крупные массивные раковины, вместе с ними обитали редкие, только появившиеся *D. subcatillus* и *D. vulgaris*. У восточных берегов Южного Каспия, при том же составе из *D. parvula*, *D. catillus*, *D. rudis*, отсутствовали *D. eulachia* и *D. mingetschaurica*, довольно широко распространенные в Куринской депрессии, но широко расселились *D. pravoslavlevi*, имеющие также мощную раковину. За исключением локальных участков с местным опреснением, приуроченным к приустьевым районам рек и ручьев, индикаторами которых выступают пресноводные и слабо солоноватоводные виды (униониды, шаровки, вальваты, корбикули, дрейссены, адакны, монодакны), воды южной части Каспия отличались высокой соленостью (14–16‰) и высокой температурой мелководий. Здесь в условиях хорошего прогревания, перемешивания воды с насыщением всех ее слоев кислородом, высокой продуктивности питательных веществ, испытывала расцвет бакинская малакофауна. Отложения этой эпохи отличаются высокой насыщенностью раковинами моллюсков.

Не уступали Южному Каспию по обилию видами и биоценозы Среднего Каспия. На мелководьях у азербайджанских берегов были распространены моллюски с крупными массивными раковинами *D. rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*. Севернее, у берегов Дагестана, их состав был обогащен за счет появления редких форм, близких к тригоноидным дидакнам, – *D. golubyatnikovii*, *D. kovalevskii*; как и на Апшеронском участке, существовали редкие *D. subcatillus*, *Didacna lindleyi*, *D. vulgaris*, в примеси – *Dreissena rostriformis pontocaspica*. Несмотря на таксономическое богатство, биоценоз отличался более мелкими раковинами, чем распространенный южнее, хотя встречаемость моллюсков была высокая. Это вызвано географическим положением ценоза в северных прибрежных районах с меньшей температурой воды. На восточном побережье Среднего Каспия обитали многочисленные *D. rudis*, *D. catillus*, *D. pravoslavlevi*. Аналогичные сообщества были распространены и в Карабогазской области.

В Северном Каспии в максимум трансгрессии у подножья Ергеней обитали *Didacna rudis*, *D. carditoides*, *D. eulachia*, *D. lindleyi*. Первые два вида существовали и в центральных районах Северного

Каспия. В районе оз. Баскунчак наряду с ними были многочисленны *Didacna catillus grimmi*. В долине р. Урал, куда довольно глубоко заходила бакинская трансгрессия, обитали *D. parvula*, *D. eulachia*, *D. catillus grimmi*, *D. catillus volgensis*, *D. rudis*, *D. praetrigonoides inderana*, *D. pallasi*, *D. vulgaris*, *D. lindleyi*, *D. subcatillus*. Состав сообщества весьма необычен: наряду с типичными для других районов Каспия бакинскими формами, здесь встречены новые для фауны элементы – довольно большое количество крупных тригоноидных дидакн *D. praetrigonoides inderana*. Близкая картина наблюдалась и в Бузачи-Эмбенском районе бассейна. Здесь впервые среди неоплейстоценовых дидакн появились типичные тригоноидные формы (рис. 32).

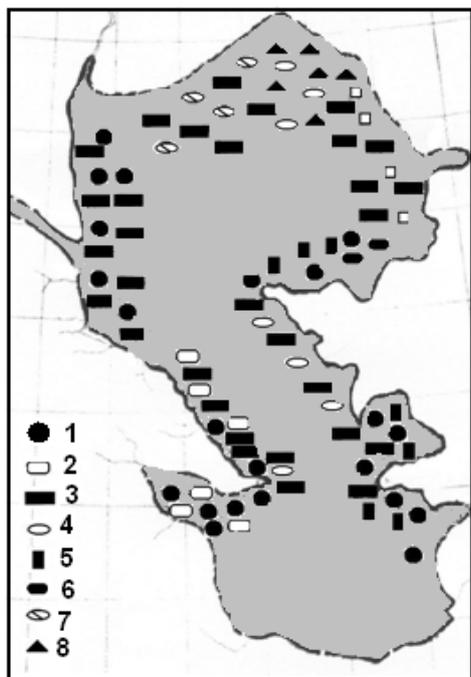


Рис. 32. Ассоциации позднебакинских дидакн.
1-*Didacna carditoides*, 2-*D. eulachia*, 3-*D. rudis*,
4-*D. catillus*, 5-*D. pravoslavlevi*, 6-*D. subrudis*,
7-*D. catillus grimmi*, 8-*D. ex gr. trigonoides*

Широко распространившиеся по всему бассейну *Didacna rudis*, возможно, образовались как промежуточные формы между крассоидной и катиллоидной группами в условиях обмеления, потепления вод бассейна и нарастания их карбонатности. Ген. И. Поповым (1961) и П.В. Федоровым (1978) предполагалось происхождение этого вида от апшеронского *Didacnomya didacnoides* (= *Didacnoides didacnoides*, согласно Невесской и др., 1997). Ген. И. Поповым (1961) отмечалась и генетическая связь между апшеронским видом *Irinia distorta* и *Didacna pravoslavlevi*, впервые появившимся в восточном секторе бакинского моря (судя по размерам и мощности раковины – в соленых и теплых водах). Что касается крассоидных бакинских дидакн, то их происхождение, несомненно, следует вести от вида *D. parvula*, давшего вспышку видообразования в новых экологических условиях бассейна. Морфологическая близость молодых экземпляров крассоидных видов подтверждает этот вывод. *D. mingetschaurica* являются производной формой от *D. eulachia*: подобное «оттягивание» крыла с удлинением раковины, по наблюдениям палеонтологов и биологов (Ковалевский, 1939; Карпевич, 1953 и др.), у кардиид наблюдается в случае увеличения солености водной среды. Д.М. Раузер-Черноусова (1929) описала ряд мутаций кардиумов: удлинение раковин на тонком илистом дне (удлинение заднего сифонального конца), а также увеличение числа ребер.

Виды *D. subcatillus* и *D. vulgaris*, очевидно, произошли от *D. catillus* как формы, приспособленные к жизни в динамичной среде прибрежного мелководья: отбор признаков происходил в данном случае в сторону увеличения толщины раковины и ее большей «компактности», округлости. Автор этих видов Н.И. Андрусов изначально и описывал их как разновидности вида *Didacna catillus*. Тригоноидные дидакны, чье появление в бакинском бассейне было самым поздним, по-видимому, появились в условиях опреснения в результате видового отбора из крассоидных дидакн: принятием раковинной треугольной формы с более резким килевым перегибом. Местом их зарождения стала опресненная водами палеорек Урала и Эмбы восточная часть Северного Каспия. В северо-западном Каспии, также значительно опресненном, некоторая «тригоноидность» (начальные изменения) у катиллоидных дидакн наблюдались при образовании подвида *D. catillus volgensis*. Воды северной части бакинского Каспия, как и ныне, были самыми холодными и опресненными, о чем свидетельствует сравнение общего габитуса раковин одних и тех же видов из разных частей Каспия. Большее развитие в северо-западной и северной областях Каспия катиллоидных форм, более приспособленных к дефициту кислорода, свидетельствует и о большей мутности воды, вызванной потоками, поступающими с суши.

В целом для бакинских дидакн характерно развитие двух групп – крассоидной и катиллоидной, давших вспышку видообразования в условиях нестабильной среды, с господством крассоидной группы. При этом дидакны этой группы и близкие к ней имели крупные массивные раковины. Развитие фауны свидетельствует о высокой для Каспия солености бакинского моря в целом в эпоху его максимального развития и сравнительно высоких температурах воды, об улучшении питательной среды для моллюсков. Помимо дидакн в бакинском бассейне были распространены слабо солоноватоводные и пресноводные виды, занимающие определенные ареалы в бассейне. Распространение на сильно опресненных участках

теплолюбивых корбикул, ныне обитающих лишь в южных районах Каспийского региона (Жадин, 1952), также свидетельствует о водах, не холоднее современных каспийских. Значения Са/Mg отношения в раковинах моллюсков показывают прогрев придонных вод до температуры 20–21°, что близко к летней температуре воды у побережий Туркмении и Азербайджана (Алескеров, 1990). По палеотемпературным оценкам (Султанов, Халифа-Заде, 1969), среднегодовые температуры воды были более 10–12°C. Наши данные о высокой солености позднебакинского бассейна подтверждаются материалами микрофаунистического анализа: отложения содержат богатый солоноватоводный комплекс остракод (Мандельштам и др., 1962; Яхимович и др., 1986; Мамедова, 1984); В.В. Янко (1989) по фораминиферам из осадков этой эпохи оценила соленость бассейна у его западного побережья в 13–14‰.

Косвенным подтверждением потепления каспийских вод служат спорово-пыльцевые данные. Уже упоминавшиеся наши материалы по разрезу Нефтяная балка (Свиточ и др., 1998) свидетельствуют о развитии в этом районе Азербайджана лесостепи с участием дуба, каракаса, хмелеграба, указывающих на умеренно теплый и относительно влажный климат в эпоху седиментации осадков с *Didacna carditoides*. Т.А. Абрамовой (1974, 1977) для спектров этих отложений для западного побережья на общем фоне преобладания пыльцы травянистых ксерофитов отмечено участие пыльцы широколиственных пород и вечнозеленых кустарников (иглица, падуб), обилие пыльцы розоцветных. По данным Б.Д. Алескерова (1990) в предгорьях Большого и Малого Кавказа среднегодовые температуры были на 1,5–2,0°C выше. В.П. Гричук (1954) для бакинских отложений с подобной фауной у Баскунчака определил смешение двух комплексов – лесного и степного, а среди лесного – обилие пыльцы широколиственных, и здесь же – большое содержание полыней в степном компоненте. В долине р. Урал (Калмыково) было довольно тепло и сухо, преобладали безлесные ландшафты (Яхимович и др., 1986). По материалам Н.Ю. Филипповой (1997) южные области Каспия характеризовались палиноспектрами с господством *Chenopodiaceae* и *Artemisia*, отвечающим аридизации климата во второй половине бакинской эпохи.

Н.А. Лебедевой (1974, 1978) в прибрежно-морских отложениях с позднебакинскими дидакнами были обнаружены костеносные слои с остатками *Archidiskodon cf. wusti*, носорога и других животных тираспольского фаунистического комплекса, что также служит подтверждением теплых бакинских вод. Потепление климата достигло максимума в конце позднебакинского времени. Прибрежные равнины были заняты степями и полупустынями, по долинам рек распространялись лиственные леса с участием широколиственных пород (Алескеров, 1990).

По мнению исследователей (Федоров, 1953, 1957, 1978, 1994, 1999 и др.; Попов, 1970, 1983; Векилов, 1969; Рычагов, 1977, 1997 и др.) бакинская эпоха характеризовалась двумя трансгрессиями – раннебакинской и позднебакинской, разделенными регрессией. Эта регрессия была, согласно некоторым из них (Федоров, 1978, 1994, 1999) незначительной по глубине и времени, а по мнению других (Горецкий, 1966; Рычагов, 1997) – весьма существенной. Ряд исследователей (Жуков, 1945; Хаин, 1950; Хаин, Шарданов, 1952; Аристархова и др., 1961; Горецкий, 1966; Свиточ, 1967, 1973; Ализаде и др., 1978; Свиточ, Янина, 1997; Свиточ и др., 1998) указали на невозможность расчленения бакинских отложений на осадки двух трансгрессий.

Ревизия изученных стратотипических разрезов и заключенной в их отложениях малакофауны показала отсутствие каких-либо следов размыва или перерыва в осадконакоплении в бакинском бассейне и постепенную смену одних малакофаунистических сообществ другими. Правда, надо отметить, что изученные нами наиболее полные разрезы бакинских отложений находятся в депрессивных районах, в которых осадконакопление могло быть непрерывным и не отразить незначительные подвижки уровня. В других же районах побережья нигде не отмечено разрезов, в которых бы в совместном залегании находились нижнебакинские и верхнебакинские осадки, охарактеризованные фауной. П.В. Федоровым (1978) отмечаются следы незначительного размыва в бакинских осадках в разрезах Прибалханской низменности Западной Туркмении. В.П. Гричук (1954), изучавший растительную пыльцу из бакинских отложений Нижнего Поволжья, выделил среди них два горизонта: нижний «поволжский» и верхний – «узеньский», отличающиеся типом спектров и свидетельствующие о одновременности отложения этих осадков. Эти факты нельзя игнорировать. Возможно, все же было незначительное, как по масштабу, так и во временном отношении, понижение уровня, когда из-под уровня моря вышли отдельные участки побережья, позволяющее говорить о двух этапах развития бакинской трансгрессии.

Г.И. Рычагов (1997) считает, что находки в пределах дагестанского побережья раковин нижнебакинских моллюсков только в переотложенном состоянии позволяют сделать вывод о довольно продолжительной и, по-видимому, довольно значительной по глубине регрессии, отделявшей раннебакинское море от позднебакинского. На это надо заметить, что раннебакинские виды дидакн (*Didacna parvula*, *D. ex gr.*

catillus) существовали не только в раннебакинское время. Даже в стратотипическом разрезе видно их распространение в малых количествах в составе позднего бакинского подкомплекса. Поэтому в тафоценозах Дагестана они, по нашему мнению, не переотложены, а являются их составной частью. Г.И. Горецким (1966) к регрессии между двумя бакинскими бассейнами относится значительное переуглубление долин Волги и Камы и накопление мощных аллювиальных свит. Согласно нашей интерпретации опубликованных фактологических данных, венедская аллювиальная свита накапливалась в послебакинскую регрессивную эпоху, что согласуется с выводом П.В. Федорова (1978).

Нельзя согласиться и с выводом П.В. Федорова о небольшой продолжительности позднебакинской трансгрессии (позднебакинского этапа трансгрессии), который он делает на основании литологических (небольшая мощность отложений) и палеонтологических (переживание *Didacna parvula* в позднебакинскую эпоху) материалов. Изучение бакинских осадков в Куринской депрессии показало их значительную мощность, а переживание видов не является показателем длительности или кратковременности солоноватоводного бассейна. Видообразование в них может происходить очень быстро, что наблюдается, например, при жизни одного поколения в Аральском море (Андреева, 2001). В плейстоценовом же Каспии, обратный пример, вид *Didacna subcatillus*, впервые появившись в раннем плейстоцене, существовал вплоть до голоцена. Можно привести целый ряд аналогичных примеров.

По мнению П.В. Федорова (1957 и др.) раннебакинская трансгрессия имела невысокий уровень, вследствие чего следы береговой линии этой трансгрессии не сохранились, а ее прибрежные отложения повсеместно оказались перекрытыми осадками более поздних и более высоких трансгрессий. Согласно представлениям Г.И. Рычагова (1977) уровень был ниже нулевой отметки. Уровень позднебакинского моря, по мнению П.В. Федорова (1957), Ю.М. Васильева (1961, 1975), Г.И. Рычагова (1977, 1997) вряд ли превышал отметки 5–10 м абсолютной высоты. Г.И. Горецкий (1966) считает, что из двух бакинских трансгрессий (если допустить их наличие, в чем он сомневается) максимальной была раннебакинская. А.В. Мамедов и Б.Д. Алескеров (1988) бакинскую трансгрессию считают максимальной в плейстоценовой истории Каспия.

Высотное положение фаунистически охарактеризованных бакинских отложений на севере между речья Волги и Урала на отметках 30 м позволяет высказать предположение о более высоком стоянии вод бакинского моря (даже если учесть нахождение разреза в солянокупольном районе). Судя по тому, что в местонахождении Александров-Гай бакинские отложения представлены лиманно-морскими, сильно опресненными (это подтверждается и материалами исследований Н.Я. Жидовинова и др., 1984), очевидно, ингрессия моря в долину реки образовала здесь опресненный лиман, граница же моря проходила несколько южнее. На более высокое положение уровня моря указывают и находки его фаунистически охарактеризованных осадков вблизи подножья Ергеней (Жуков, 1945; Попов, 1983). На Кавказском побережье море выработало террасу, ныне расположенную на высоте 200–220 м. На Мангышлаке, Бузачах и Краснодарском полуострове бакинские прибрежные отложения залегают на абс. высотах от -10 – -15 м до +20 м, а у северного чинка Устюрта предположительно бакинская терраса наблюдается на абсолютной высоте 95–100 м. Палеогеоморфологическое описание берегов бассейна выполнено Г.И. Рычаговым (1977, 1997), О.К. Леонтьевым и др. (1977).

О времени существования бакинского моря можно судить по данным физико-химических методов. Так, палеомагнитные исследования (Свиточ, Куликов, 1971; Асадуллаев, Певзнер, 1973; Трубихин, 1987) показали прямую остаточную намагниченность бакинских отложений во всех изученных разрезах, свидетельствующую об их образовании в эпоху Брюнес – т.е. позднее 780 тыс. лет. Возраст вулканического пепла в осадках разных разрезов Куринской депрессии, включающих раковины позднебакинского фаунистического подкомплекса, определен как 510 тыс. лет (Кошкин, 1984) и 600 тыс. лет (Ганзей, 1984); нижнебакинская трековая дата – ~ 700 тыс. лет (Кошкин, 1984), тюркские даты – от 950 до 1050 тыс. лет (Ганзей, 1984).

Венедская регрессия

В конце раннего неоплейстоцена бакинское море регрессировало. Это же время сопровождалось тектоническими движениями, скорость и знак которых зависел от геотектонической обстановки каждого конкретного района. Почти всюду бакинские отложения отделены от вышележащих среднеплейстоценовых перерывом и угловым несогласием (10–15°). П.В. Федоровым (1978), относившим следующий, урунджикский, этап развития Каспия к завершающей стадии развития бакинской трансгрессии, предполагается неглубокая и непродолжительная послебакинская регрессия. Большинство исследователей, не выделяющих самостоятельный урунджикский этап развития Каспия, предполагает глубокую и продолжительную бакинско-хазарскую регрессию. В послебакинское – предурунджикское время произошло глубо-

кое врезание Волги. Аллювий (венедский), сформировавшийся в это время, глубоко погребен и вскрывается только бурением (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966). Его палинологические характеристики свидетельствуют о том, что в эпоху его накопления в составе лесов были значительно распространены сосна, ель, береза и ольха, присутствовали широколиственные породы (Горецкий, 1966). В Закавказье была сформирована ушталская континентальная свита (Ковалевский, 1936); по А.В. Мамедову и Б.Д. Алескерову (1988) – верхнеушталская свита Аджинаурской области. О малакофауне венедского регрессивного каспийского бассейна сведений нет.

4.1.2. Понт

Чаудинская трансгрессивно-регрессивная эпоха

В Черноморской области в начале неоплейстоцена, судя по положению палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес (Зубаков, 1986), проходящей внутри чаудинских осадков, существовал чаудинский бассейн. О времени, предшествующем этому бассейну, сведения довольно отрывочны и противоречивы. Так, Т.И. Крыстевым и др. (1990) по материалам скважин на шельфе Болгарии зафиксировано, что смена гурийского бассейна чаудинским сопровождалась определенным перерывом, нашедшим отражение в смене фаций и в существенном изменении комплексов моллюсков. Предчаудинская регрессия просматривается (Федоров, 1978) во врезе, предшествовавшем накоплению нижнечаудинских отложений в обнажении мыса Чауда. Существует мнение (Димитров и др., 1979), что шельф Черного моря в это время осушался до изобаты 80-100 м. В Приазовье при переходе от плиоцена (эоплейстоцена) к неоплейстоцену (около 1-0,8 млн. лет назад) отмечалась проградация дельты Дона (Додонов и др., 2006) и иссушение северных областей аридной зоны. В Северном Причерноморье предчаудинскую эпоху «великого размыва» реконструируют Бондарчук и Тращук (1977). На значительное сокращение морского бассейна в самом конце гурия и в начале неоплейстоцена указывает П.Н. Куприн (История геологического..., 1988).

На Кавказе развивалось раннеоплейстоценовое оледенение. Помимо общепланетарного климатического похолодания, по мнению (Милановский, 1966; Думитрашко и др., 1977), на его развитие оказали большое влияние новейшие тектонические движения. Оледенение достигало наибольших размеров на Центральном Кавказе, где поднятия были максимальными, в более низких областях Кавказа существовали плювиальные условия при небольших отрицательных температурах (Думитрашко и др., 1977). П.Н. Куприн (1982) считает, что в пределах горных систем, обрамляющих Черное море, наиболее активные фазы складчатости и горообразования проявились между плиоценом и плейстоценом (валахская фаза).

В то же время, по данным Т.Г. Китовани (1967, 1975, 1976; Китовани и др., 1980), в Гурии (условия древнего залива) отложения плиоценового гурийского солоноватоводного бассейна постепенно сменились чаудинскими осадками. Здесь же появились самые древние дидакны *Didacna Eichwald s. str.* (Янина, 2005), предками которых, очевидно, явились моллюски, обитавшие в Гурийском заливе. Именно здесь прослеживается возникновение чаудинской фауны. Первыми дидакнами плейстоценового облика, по-видимому, были *D. guriensis* и *D. supsae*, появившиеся в этом заливе и сосуществовавшие вместе с плиоценовыми реликтами *Didacna (Pontalmyra) digressa (Tschaudia digressa)*, *Didacna tschaudae (Tschaudia tschaudae)*, *Didacna pleistopleura (Submonodacna pleistopleura)*. В начале плейстоцена при его заполнении водами чаудинской трансгрессии от первых крассоидных дидакн, по-видимому, и произошли широко распространенные по площади бассейна виды *D. pseudocrassa* и *D. baericrassa*. Из этих двух крассоидных видов второй был, вероятно, более терпим к опресненным и более холодным условиям. На это указывает характер распространения этих видов: в северных районах чаудинского бассейна на его начальных этапах были широко распространены *D. baericrassa*, а в южных районах (например, в Рионском заливе) оба эти вида обитали вместе (Цертели, 1966). По мере развития трансгрессии крассоидные дидакны широко распространились по всей площади чаудинского бассейна. Судя по известным местонахождениям, в его максимальную фазу обитали *D. baericrassa*, *D. pseudocrassa*, *D. olla*. В Таманском и Керченском опресненных районах это были в основном *D. baericrassa*, а в лиманно-морских условиях северо-западного Причерноморья существовали *D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*. Наряду с ними были многочисленны слабо солоноватоводные виды монодакн и дрейссен (рис. 33).

Многочисленные споры вызывает вопрос о так называемой «болгарской чауде», отраженной в мелководных крупнозернистых осадках, вскрытых на глубинах от -80 до -120 м в зоне валов внешнего шельфа Болгарии (Димитров, Говберг, 1978, 1979). Этот бассейн был отнесен к регрессивному раннечаудинскому (Чепальга, 1980; Чернышова, 1980; Федоров, 1982; Куприн и др., 1982), верхнечаудинскому (Димитров, Говберг, 1978, 1979).

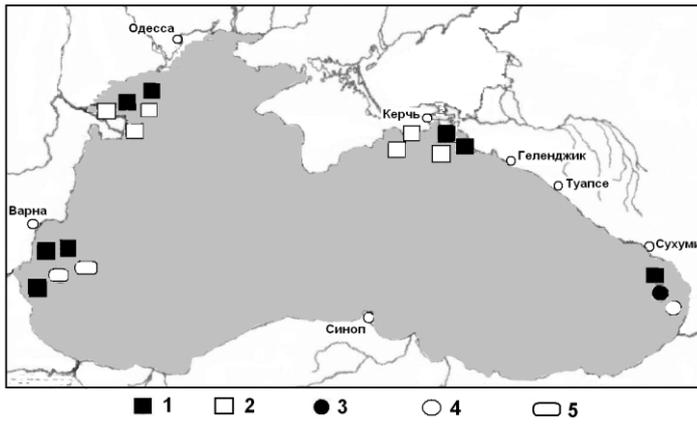


Рис. 33. Ассоциации раннечаудинских дидакн.

1-*Didacna pseudocrassa*, 2-*D. baericrassa*, 3-*D. guriensis*, 4-*D. supsaе*, 5-*D. olla*

режья и холодолюбивым комплексом диатомовых водорослей. На границе гурийского и чаудинского времени в прибрежной Грузии происходит обеднение состава споровых и покрытосеменных растений, исчезают наиболее термофильные формы (Шатилова, 1974). Состав хвойных испытывает менее существенные изменения. В эпоху существования раннечаудинского бассейна в верхнем и среднем горном поясе Грузии господствовали монодоминантные леса из тсуги, пихты, таксодиевых и бука; в нижнем поясе, а также в предгорьях, были многочисленны орех, граб, дуб, магнолия, фатсия и др. По спорово-пыльцевым спектрам, полученным А.Т. Артюшенко и др. (1972, 1973), в Причерноморье переход к нижнему антропогену происходил в условиях увеличивавшейся сухости и широком развитии степей.

По результатам анализа фораминифер (Янко, 1989) раннечаудинский бассейн, осадки которого вскрыты в стратотипическом разрезе Чауда, был опресненным солоноватоводным с соленостью 7–8‰. Малакофаунистические материалы, по нашему мнению, свидетельствуют о более высокой его солености (9–10‰), что доказывается присутствием крассоидных дидакн, не переносящих опресненные условия среды.

Во вторую половину чаудинского века уровень бассейна повысился. Состав дидакн в бассейне практически не изменился. У кавказских берегов это были *Didacna baericrassa*, *D. pseudocrassa*, а также дидакны, характерные для Каспия (*D. parvula*, *D. rudis*, *D. carditoides*). В Керченском районе состав дидакн был сходным, его обогатил лишь вид *D. olla*. В Дунайско-Днестровских лиманах обитали те же черноморские дидакны (*D. pseudocrassa*, *D. baericrassa*). В Таманском районе появился новый крассоидный вид *D. tamanica*. Совместно с черноморскими дидакнами существовали многочисленные каспийские формы: *Didacna parvula*, *D. rudis*, *D. catillus*, *D. lindleyi* (рис. 34).

Для этого этапа развития чаудинских дидакн характерно влияние каспийской фауны, элементы которой проникли в Азово-Черноморский бассейн из Каспия по Манычу и внесли существенные изменения в состав чаудинских моллюсков. Судя по находкам в местонахождениях Маныча видов, характерных для позднего этапа бакинской трансгрессии, в позднечаудинский бассейн поступили каспийские позднебакинские воды. Степень распространения бакинских дидакн в чаудинском бассейне наиболее высока в Таманском районе и значительно снижается по мере удаления от него. Судя по фаунистическому составу бакинского и чаудинского бассейнов, условия обитания в них моллюсков в целом были сходными. Однако в Черно-

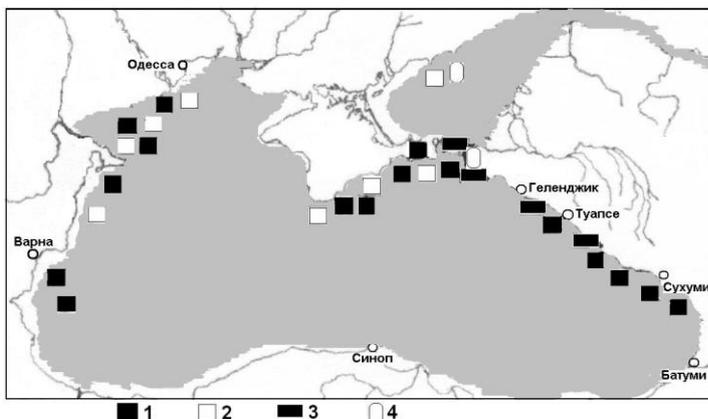


Рис. 34. Ассоциации позднечаудинских дидакн.

1-*Didacna pseudocrassa*, 2-*D. baericrassa*, 3-*D. rudis*, 4-*D. tamanica*

Исследования геологов Московского университета на болгарском шельфе (История геологического..., 1988; Маев и др., 1990) показали, что окраинные валы не маркируют береговую линию чаудинского водоема, и формирование мелководных прибрежных осадков в этой полосе шельфа связано с существованием здесь линейно вытянутых островных цепей – т.е. береговая линия реконструируемого бассейна располагалась существенно западнее, и водоем имел более высокий уровень.

Согласно спорово-пыльцевым и диатомовым данным (Жузе и др., 1980; Чернышова, 1980), это была холодная климатическая эпоха с перигляциальной растительностью северо-западного побере-

морско-Азовскую котловину поступала масса опресненной каспийской воды (северокаспийские воды с пониженной соленостью, дополнительно распресненные реками и другими водотоками в проливе). Существовать в этих условиях были более приспособлены каспийские виды; по мере удаления от устья Маныча влияние каспийских вод уменьшалось, уменьшалось и количество каспийских моллюсков, поскольку в этом экологическом пространстве более конкурентоспособными были уже черноморские формы.

Согласно малакофаунистическим данным, соленость позднечаудинского бассейна была в среднем 12–13‰. В.В. Янко (1989) по анализу фораминифер поздней чауды стратотипа реконструирует соленость 8–9‰, с чем мы не можем согласиться, основываясь на очень широком распространении в позднечаудинском бассейне дидакн группы *crassa*, являющейся самой галофильной среди солоноватоводных видов.

На периферии бассейна и особенно вблизи устьев крупных рек образовывались лагуны. Так, произошла ингрессия моря в низовья Дуная, образовались лиманы и лагуны. Положение уровня дунайских лагун было на 10–15 м выше современного, а их площадь в 1,5–2 раза превышала площадь современных дунайских лиманов (Михайлеску, 1990). Лагуны были заселены разнообразной фауной солоноватоводных моллюсков (*Didacna pseudocrassa*, *D. baericrassa* и др.). На опресненных участках вблизи русла обитала теплолюбивая фауна пресноводных моллюсков родов *Pseudunio*, *Crassiana*, *Viviparus* и др. (Чепалыга, 1985; Михайлеску, 1990). Климат был жаркий и влажный, близкий к климату современных субтропиков. На окружающей суше господствовали лесостепные сообщества с преобладанием широколиственных пород среди лесной растительности (Арап и др., 1990). В составе фауны крупных млекопитающих обитали лесной слон, этрусский носорог, лошадь Мосбаха, широколобый лось, бизон. Среди мелких млекопитающих преобладали степные формы (Александрова, 1976). В небольших массивах леса обитали лесные полевки (Маркова, 1989). Описаны находки обломков минерализованных яиц страуса (Михайлеску, 1990). Грузинское побережье позднечаудинского бассейна отличалось господством хвойных формаций, на всех уровнях гор преобладали елово-пихтовые группировки (Шатилова, 1974, 1980). В чауде Колхиды находился рефугиум древних реликтов, здесь обитали более 30 родов хвойных, с преобладанием *Tsuga*, обилием секвойи (Чочиева, 1982).

Н.И. Андрусов (1926), А.А. Архангельский и Н.М. Страхов (1938) считали, что чаудинский бассейн имел отрицательные отметки уровня. По мнению П.В. Федорова (1978, 1982 и др.) чаудинское море не достигало уровня современного бассейна. П. Димитров (1978) проводит береговую линию чаудинского бассейна на отметке около -100 м по подводным береговым валам. Х.Г. Хрисчев и В.Л. Шопов (1979) придерживаются аналогичной точки зрения. Калинин и др. (1984) проводят береговую линию примерно в середине болгарского шельфа. Уровень моря, по предположению П.Н. Куприна (История геологического ..., 1988), располагался в нижнечаудинское время выше отметки -90 м, а в позднюю стадию был выше -73 м. Доказательства более широкого распространения чаудинского бассейна описаны и на северо-западном шельфе (Трашук, 1972; Палатная, 1984; Пазюк, 1972 и др.). Это свидетельствует о том, что размеры чаудинского бассейна в его максимальную стадию развития приближались к современным границам Черного моря. Бассейн распространился в дельту Дуная, Северное Приазовье, на Керченский и Таманский полуострова, на Кавказское побережье. В Колхидской низменности располагался глубокий залив (Мамаладзе, 1982), осадки которого прослежены восточнее г. Кутаиси. Узкий залив протягивался от устья Дона довольно далеко по Западному Манычу. Воды чаудинского бассейна проникали через Босфор в Мраморное море и Дарданеллы. Очевидно, что на протяжении длительного чаудинского времени уровень моря менялся неоднократно. Анализ строения чаудинской толщи на детальных сейсмоакустических профилях (Лимонов, Крыстев, 1990; Крыстев и др., 1990) показал многочисленные несогласия внутри слоев и фациальные замещения, говорящие об очень сложной эволюции чаудинского бассейна.

В максимальную фазу его развития, очевидно, произошло первое в плейстоценовой истории Понта поступление средиземноморских морских вод, повлекшее за собой распространение морских эвригаллиных моллюсков (эпичаудинский подкомплекс) и микрофауны (Андрусов, 1929; Keraudren, 1970, 1971; Федоров, 1978, Чепалыга и др., 1984; Янко и др., 1984). Этот этап в истории чаудинского бассейна назван П.В. Федоровым (1978) эпичаудой; А.Л. Чепалыга (1980) назвал его морем Карадениз; В.А. Зубаков (1986) – патрайским бассейном. Солоноватоводные моллюски отступили в наиболее опресненные участки бассейна: приустьевые районы и Азовскую впадину.

Г.И. Горещкий (1970), Н.А. Лебедева (1978) выделили глубокую регрессию между раннечаудинской и позднечаудинской трансгрессиями – «венедскую», одноименную аллювиальным свитам пра-Дона и пра-Днепра. При этом Н.И. Лебедева помещает эту регрессию в основание приазовского плейстоцена, сопоставляя морские слои нижнего плейстоцена Приазовья с верхней чаудой стратотипа. В Приазовье она выделяет два уровня террас (платовский и рожковский), отвечающих этому возрасту и содержащих пресно-

водные моллюски и костные фрагменты животных тираспольского комплекса (*Archidiskodon wusti*, *Bison schoetensacki*, *Equus mosbachensis*). Морские отложения верхнечаудинского бассейна Н.А. Лебедева (1972, 1974, 1978) прослеживает в низовьях Дона, по Салу и Манычу, где они выполняют переуглубление долины и прислоняются к водораздельной «киевской» террасе. Ранней чауде, по данным А.В. Зайцева и Е.П. Зариной (2006) соответствуют прослеженные от Цимлянского водохранилища аллювиальные отложения палео-Дона с раннетираспольским комплексом млекопитающих, а в районе Донского ледникового языка – подморенный аллювий.

В постчаудинское время, по-видимому, произошла крупная регрессия, внесшая существенные изменения в состав малакофауны и приведшая к перестройке рельефа континентальной окраины (История геологического развития..., 1988; Крыстев, Григорьев, 1990). В конце раннего плейстоцена отмечается глубокий врез речных долин – до -40 – -50 м (Гожик и др., 1987). Лиманы опреснились и превращались в мелководные озера, из которых исчезли солоноватоводные моллюски и остракоды (Михайлеску, 1990), распространились стагнофилы без теплолюбивых элементов. В максимум регрессии озера обмелели и прекратили свое существование, о чем свидетельствует мощный горизонт гидроморфной почвы на озерных осадках. На северных и северо-западных побережьях шло накопление мощной толщи лессов и врезание долин Прута, Дуная и других рек. Среди древесной растительности господствовали сосна, ольха, береза. Прослой алевритовых глин, выделенный Е.В. Кореновой (1980) в керне скважины из глубокой котловины моря, содержащий перигляциальный спорово-пыльцевой комплекс, относится автором к эпохе глубокой постчаудинской регрессии.

4.1.3. Маныч

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в раннем неоплейстоцене в максимум развития бакинской трансгрессии открылся Манычский пролив. Распространение в его осадках представителей позднебакинского малакофаунистического подкомплекса – *Didacna rudis*, *D. catillus*, *D. carditoides* и др. – свидетельствует о сбросе каспийских вод по проливу в позднебакинскую фазу развития бакинской трансгрессии. Находки Г.И. Поповым (1983) на участке Восточного Маныча раковин *Didacna pseudocrassa*, руководящего вида чаудинского бассейна Понта, не только подтверждают связь бакинского и позднечаудинского бассейнов, но и, по мнению Г.И. Попова, указывают на миграцию чаудинских дидакн в бакинский бассейн Каспия. В бакинских отложениях Каспия нами раковины этого, а также других видов эвксинского происхождения, не обнаружены.

В бакинском Манычском проливе господствовали каспийские солоноватоводные моллюски, многочисленны были каспийские дрейссены и слабо солоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna* и *Hupanis*. Встречались пресноводные моллюски *Dreissena polymorpha*, *Viviparus diluvianus*, *V. duboisianus* и др., содержание которых, судя по таблицам, опубликованным Г.И. Поповым (1983), не превышало 10%. Такой таксономический состав малакофауны отвечает сравнительно высоким (для Каспия) условиям солёности – у входа в пролив она составляла около 11–12‰. В проливе воды распреснились впадающими в него реками, ручьями и прочими водотоками. Доно-Манычский участок пролива был существенно опреснен. Доказательством этому служит обилие раковин пресноводных видов в бакинских осадках по берегам Таганрогского залива (Бондарчук, 1931; Лебедева, 1965, 1972; Попов, 1983). В аллювиальных осадках нижней части бакинских разрезов описаны (Лебедева, 1972; Попов, 1983) костные остатки млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. В них же встречаются редкие раковины солоноватоводных моллюсков, свидетельствующие о близости береговой линии моря. Водный поток из Каспия был существенным и достаточно продолжительным, судя по его влиянию на фаунистический облик позднечаудинского бассейна Понта.

Таким образом, ранний неоплейстоцен как Каспия, так и Понта, охарактеризован каждой крупной трансгрессивно-регрессивной эпохой – бакинской и чаудинской, развивавшимися по-разному. В начале раннего неоплейстоцена Каспий и Понт представляли изолированные солоноватоводные бассейны с отрицательными отметками уровня: тюркянский в Каспийской и раннечаудинский в Черноморской котловине. Сильное глобальное похолодание климата к середине раннего неоплейстоцена (16 изотопно-кислородная стадия – ИКС) по-разному отразилось на состоянии этих бассейнов. Начальные стадии похолодания, очевидно, вызвавшие уменьшение испарения как с акватории бассейнов, так и на их водосборных территориях, привели к подъему уровня в обоих водоемах. В изолированном Каспии дальнейшее похолодание продолжило трансгрессивную тенденцию: произошла раннебакинская холодноводная с пониженной солёностью ингрессия в долины рек и депрессивные формы рельефа. В Понте уровень бассейна не мог быть вы-

соким из-за сброса воды через Босфор в регрессирующее вслед за Океаном (ледниковая эпоха) Средиземное море.

В фазу максимального развития оледенения чаудинский бассейн опустился до своих наинизших отметок. Он представлял собой регрессивный холодный (перигляциальные спектры растительности) опресненный (фаунистические и микрофаунистические сообщества) водоем. В условиях холодного и сухого климата подъем уровня в Каспии, очевидно, должен был прекратиться, а море регрессировать. Значительная меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего «сгладила» этот эффект.

Развитие бакинской трансгрессии было «поддержано» стоком вод в условиях деградирующего оледенения при начавшемся потеплении климата. О некотором повышении температуры воды бакинского бассейна говорит увеличение размеров и мощности парвулоидных дидакн. Широкое развитие катиллоидных дидакн, менее требовательных к содержанию кислорода, по-видимому, свидетельствует об увеличении мутности бассейна в результате поступления в него большого количества речных вод, насыщенных взвесями. Эти же причины, очевидно, возобновили трансгрессивную тенденцию и в чаудинском бассейне (позднечаудинская трансгрессия), однако, из-за сброса вод в Средиземное море, уровень которого еще находился на низких отметках, позднечаудинский бассейн на этом этапе своего развития также имел низкий уровень.

Развитие бакинской трансгрессии вступило во вторую фазу – позднебакинскую, воды которой при достижении уровня Манычского порога стали поступать по Манычам в позднечаудинский водоем (бакинский этап его развития). Началось функционирование Манычского пролива. Из позднечаудинского бассейна воды по-прежнему сбрасывались в Средиземное море, уровень которого еще не достиг порога Босфора (местонахождение малакофауны Галлиполи).

Межледниковый трансгрессивный подъем Средиземного моря привел сначала к подпору позднечаудинского бассейна и поднятию его уровня, а затем – к поступлению в него морских вод и развитию в Черноморской котловине морского (полуморского) эпичаудинского бассейна (или моря Карадениз). В то же время межледниковое потепление и последовавшее за ним уменьшение увлажненности привели в Каспии к понижению уровня бакинского бассейна и прекращению функционирования Манычского пролива.

С наступлением новой ледниковой эпохи (ИКС 12) вслед за падением уровня океана отступили средиземноморские воды, эпичаудинский бассейн начал сброс своих вод через Босфор – наступила постчаудинская регрессивная эпоха. Такой нам видится общая схема развития Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене. Безусловно, на развитие событий в регионе влияли и многие другие факторы (например, тектонический), но основополагающими для развития трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейнов были изменения климата.

Дискуссионным вопросом, связанным с ранней неоплейстоценовой историей двух бассейнов, является возникновение руководящего для них рода *Didacna*. Предки дидакн *Didacna (Pontalmyra) novarossica* (Barb.) известны с нижнего понта. Как в Эвксинском, так и в Каспийском бассейнах, наиболее пышное их развитие (многочисленные виды и подвиды *Pontalmyra* и *Crassadacna*) отмечалось в верхнепонтических слоях. Однако в области Каспия к началу среднего плейстоцена они исчезли. В Эвксинском бассейне верхнепонтические формы сменились киммерийскими, также сравнительно разнообразными, но это богатство резко снизилось в конце среднего плейстоцена, в куяльницкое время. Область распространения предковых форм дидакн сократилась до Западного Закавказья (Эберзин, 1962). Верхнеплейстоценовые гурийские *D. (P.) digressa* Livent., по заключению большинства исследователей, дали начало чаудинским дидакнам (Андрусов, 1910; Невеская, 1958; Эберзин, 1962; Китовани, 1976; Чепалыга, 1980, 1987). По мнению К.Д. Михайлеску (1990; Михайлеску, Маркова, 1992) первые дидакны современного облика произошли от рода *Submonodacna*. Скачкообразное изменение в строении ребер (их уплощение и сглаживание) привело к появлению представителей *Didacna* s. str. По мнению В.В. Богачева (1926, 1932), чаудинские дидакны в постлеапшеронское время проникли в область Каспия, где получили широкое развитие. Этими формами были дидакны типа *Didacna parvula* и *D. catillus*. В дальнейшем многие исследователи предполагали, что каспийские четвертичные *Didacna* возникли из эвксинских иммигрантов в бакинский век (Ливенталь, 1931; Колесников, 1950; Попов, 1954; Невеская, 1958; Эберзин, 1962; Китовани, 1976 и др.). В качестве родоначальников бакинских дидакн (*D. parvula*) назывались чаудинские *D. pseudocrassa* (Ливенталь, 1931) и *D. baericrassa* (Вассоевич, 1928; Эберзин, 1962; Китовани, 1976). Несмотря на широко распространенное мнение о происхождении *Didacna* s. str. от *D. digressa*, некоторые исследователи (Колесников, 1950; Невеская, 1958) не отрицали возможность возникновения этой группы и от каспийских (апшеронских)

предков. Такая версия допускалась для тригоноидных и катиллоидных дидакн (Вассоевич, 1928; Колесников, 1950). Л. А. Невеская (1958) не исключала возможность происхождения и крассоидной группы дидакн в Каспийском бассейне. В настоящее время она вновь вернулась к этому предположению (Nevesskaja, 2007; Nevesskaja et al., 2001). Ген. И. Попов (1961), отрицая связь Каспийского и Эвксинского бассейнов в послепонтическое время, находит возможным происхождение каспийских дидакн от апшеронских моллюсков. По мнению Г.И. Попова (1983) неоплейстоценовые дидакны имеют полифилическое происхождение. Находки *Didacna pseudocrassa* в бакинских отложениях Западного и Восточного Маныча указывают, по его мнению, путь их миграции в Каспийский бассейн и являются доказательством эвксинского происхождения группы *D. crassa*. Дидакны же секции *D. satillus* происходят от других предковых форм и появились, вероятно, в Каспийском бассейне, откуда мигрировали в Азово-Черноморский водоем. Э.Г.-М. Алиева (1990) предполагает происхождение всех каспийских дидакн от вида *Didacna rudis*, самого пластичного, по ее мнению, представителя рода.

История развития бассейнов Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене показывает, что бакинская трансгрессия имела место существенно позже (доказательством этому служит положение палеомагнитной границы Матуяма-Брюнес) чаудинского бассейна, уже заселенного дидакнами современного облика. Анализ развития дидакн в Понте показал, что их первые представители появились в Гурийском заливе раннечаудинского водоема. Это были *Didacna guriensis* и *D. supsae*, очень близкие по строению раковин раннебакинским *Didacna parvula*, самое раннее появление которых отмечено в Куринском заливе. Предположение большинства исследователей о происхождении неоплейстоценовых дидакн от *Didacna (Pontalmyra) digressa* опровергается Л.А. Невеской (Nevesskaja, 2007).

Согласно нашим представлениям (Янина, 2005) предковыми формами для *Didacna parvula* могли быть позднеапшеронские *Didacnoides bakuanus* (= *Monodacna bacuana* = *Pseudocatillus bakuanus*) или *Didacnoides caucasicus* (= *Monodacna caucasica* = *Didacnomya caucasica* = *Didacnomya pluricostata*). Большую близость к *Didacna parvula*, на наш взгляд, проявляет вид *Didacnoides caucasica* (рис. 35), распространенный в верхнеапшеронских отложениях Азербайджана и Дагестана. Можно предположить два пути появления и развития дидакн. (1). В конце апшерона каспийские дидакноидные формы проникают в Понт

и здесь, у его юго-западных берегов, в раннечаудинском бассейне дают начало неоплейстоценовым дидакнам. Эти первые крассоидные виды дидакн (*Didacna guriensis*, *D. supsae*), видоизменяясь, образуют крассоидные виды, расселившиеся по площади чаудинского водоема. (2). Возникновение крассоидных дидакн в Каспии (*Didacna parvula*), скорее всего, произошло параллельно от этих же предковых форм в аналогичных условиях среды. Второе предположение – проникновение *Didacna guriensis* юго-восточным путем в Южный Каспий кажется менее вероятным.

Тригоноидные дидакны, исходя из анализа появления и распространения видов в неоплейстоцене Понто-Каспия, зародились в опресненных районах Северного Каспия в результате процесса видообразования у крассоидных дидакн. Очевидно, одной из основных причин этого являлась различная соленость бассейна. Приспособление к новым условиям привело к дивергенции отдельных признаков и формированию устойчивых генотипических различий вплоть до образова-

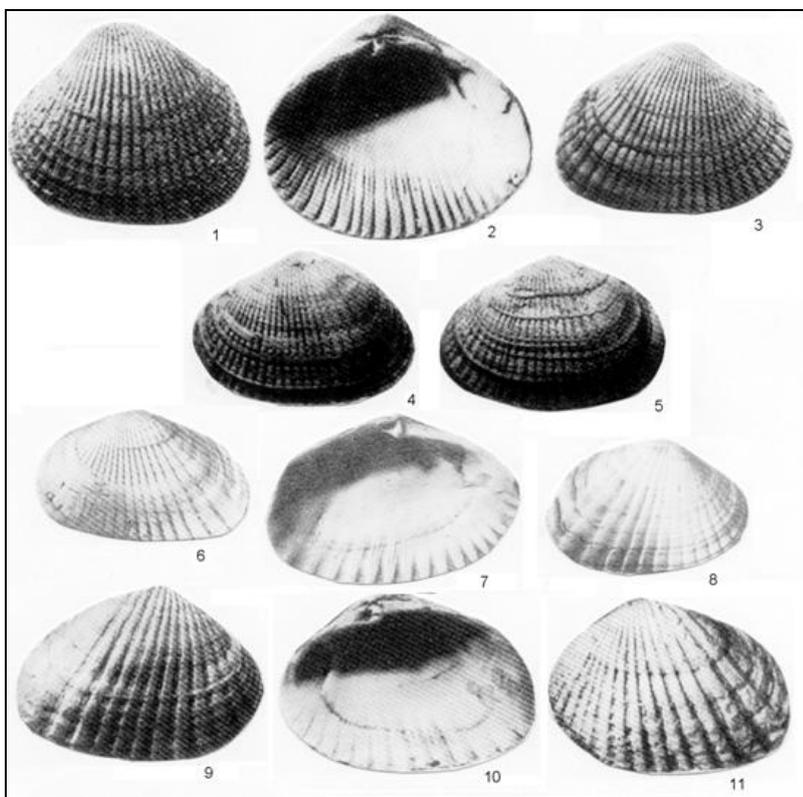


Рис. 35. Вероятные предки каспийских дидакн.

1-3 – *Didacnoides caucasicus*, 4, 5 – *D. bakuanus*,
6-8 – *D. transcaspicus*, 9-11 – *D. deltocurtus*

ния новых видов. По Манычскому проливу они мигрировали в Эвксин.

Предками катиллоидных форм, вероятно, являются *Didacnoides deltocurtus* (= *Didacnomya deltocurta* = *Pseudocatillus deltocurtus*) из верхнеапшеронских отложений Челекена или *Didacnoides transcaspicus* (= *Monodacna transcaspica* = *Pseudocatillus transcaspicus*) из этих же отложений (рис. 35). Скорее всего, местом появления катиллоидных дидакн стала туркменская часть Каспия, откуда они распространились по всему бассейну и эволюционировали в изменчивых условиях среды. Б.М. Логвиненко и Я.И. Старобогатовым (Атлас беспозвоночных..., 1968) катиллоидные дидакны выделены в секцию *Protodidacna*, образовавшуюся наряду с секцией *Didacna* s str., к которой относятся все остальные виды плейстоценовых дидакн. Это объясняет наличие разных предковых форм у этих двух ветвей дидакн. Они развивались параллельно, дав начало разным группам дидакн, и продолжают существовать в настоящее время.

4.2. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В СРЕДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.2.1. Каспий

Урунджикская трансгрессия

В Каспии в эпоху длительной послебакинской регрессии отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия, отделенная регрессиями как от бакинского моря, так и от раннехазарского. Впервые об урунджикском бассейне написал П.В. Федоров (1946, 1948), считая его отложения самостоятельной стратиграфической единицей; позже (Федоров, 1957, 1959) он стал рассматривать его как начальную фазу хазарского этапа развития Каспия в начале среднего плейстоцена; затем (Федоров, 1963, 1972) как бассейн, существовавший в конце раннего плейстоцена непосредственно после бакинской трансгрессии. В своих последних работах (Федоров, 1994, 1999) он рассматривает урунджикскую трансгрессию как заключительную стадию бакинского трансгрессивного цикла. Вслед за П.В. Федоровым существование урунджикской трансгрессии признали Л.А. Невеская (1958), А.И. Москвитин (1961), Г.И. Горецкий (1966), Б.Г. Векилов (1969), Г.И. Рычагов (1977, 1997), Г.И. Попов (1983), А.А. Свиточ, Т.А. Янина (1997 и др.). Категорически против выделения урунджикского этапа в развитии Каспия выступили А.В. Мамедов, Б.Д. Алескеров (1987), Н.И. Лебедева (1977). Особенно активно выступления «против» звучат в настоящее время, когда пересматривается региональная стратиграфическая схема каспийского плейстоцена (Шкатова, 2005, 2006). Автором диссертации проведены малакофаунистические исследования в Куринской депрессии, результаты которых позволяют утверждать, что в плейстоценовой истории Каспия и его побережий выделяется самостоятельный урунджикский этап развития, которому в стратиграфической схеме отвечает урунджикский горизонт (Янина, 2005, 2007, 2008).

Судя по ареалу и гипсометрии распространения урунджикских отложений, море не на много превышало площадь современного Каспия. Вглубь побережий оно проникало лишь по Куринской и Западно-Туркменской депрессиям. По представлениям П.В. Федорова (1957) уровень урунджикского моря не уступал бакинскому, а может быть, даже несколько превосходил его. По нашему мнению такие представления вызваны ошибочным отнесением отложений Аджинаура (Дуздаг, Караджа и др.), включающих раковины *Didacna eulachia*, к урунджикским.

В развитии урунджикского бассейна четко выделяются два этапа: ранний урунджикский и поздний урунджикский. Урунджикский водоем на раннем этапе своего существования был заселен богатыми сообществами моллюсков. Среди дидакн, обитавших в нем, часть видов унаследована из бакинского бассейна. В Куринском заливе распространились *D. eulachia*, завоевавшие этот ареал еще в эпоху максимального развития бакинской трансгрессии. Этот же вид освоил и обширные пространства Туркменского залива, заняв там господствующее положение. А *D. pravoslavlevi*, обитавшие в бакинском бассейне лишь у его восточных берегов, сравнительно широко распространились в Куринском заливе и смежном с ним Апшеронском прибрежном участке моря. В Куринском заливе продолжили свое существование *D. carditoides*, *D. lindleyi*, *D. kovalevskii*, *D. mingetchaurica*. Появились новые крассоидные виды дидакн – *D. colossea* и *D. shirvanica*, чей ареал распространения ограничился только этой областью. Первый из них имеет очень крупные размеры, часто гигантские для Каспия, и мощную толстостенную раковину; его образование произошло, по-видимому, под влиянием *D. pravoslavlevi*. Второй вид – типичная крассоидная форма, очевидно, производная от *D. eulachia*. Как результат видообразования у *D. rudis* с преобладанием отбора признаков в сторону большей “собранности” раковины (уменьшения оттянутости заднего крыла, а в результате этого – неравносторонности раковины и ее удлинненности, а также увеличения выпуклости) появились *D. celekenica*, существенно повлиявшие на фаунистический облик бассейна своей многочисленностью.

Урунджикская фауна Куринского залива имеет четко выраженную преемственность от бакинской.

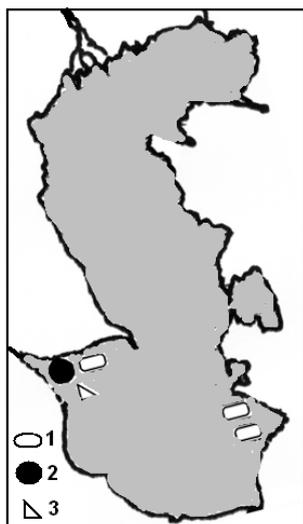


Рис. 36. Ассоциации раннеурунджикских дидакн.
1-*Didacna eulachia*, 2-*D. colosseae*,
3-*D. celekenica*

По сравнению с ней, богатой как таксономически, так и количественно, урунджикские дидакны представлены еще более крупными, массивными формами, свидетельствующими об очень благоприятных для их расцвета условиях – оптимальной солености бассейна, его хорошей аэрации, тепловодности и насыщенности питательными веществами. Соленость бассейна, по-видимому, была близкой, либо немного превышала, соленость Куринского залива в позднебакинский этап развития трансгрессии (15–16%). Средняя температура воды была, очевидно, выше, о чем свидетельствуют как большие размеры раковин одних и тех же видов, так и высокая карбонатность осадков. У берегов Апшерона среди дидакн господствовали *D. eulachia*, встречались *D. celekenica*, *D. rudis*, *D. pravoslavlevi*. В Туркменском заливе, помимо занявших здесь господствующее положение *D. eulachia*, сохранились редкие представители бакинской фауны – *D. rudis* и *D. carditoides*. Раковины этих видов здесь также отличались большими размерами и толстостворчатостью, свидетельствуя о максимально благоприятных для видов условиях среды. Это наиболее общие черты в распространении дидакн в урунджикском бассейне на ранних этапах его существования. Разумеется, на каждом этапе неоднократно возникали местные опресненные условия (кратковременное увеличение стока рек и многочисленных ручьев), что выражено в фаунистическом составе каждого местонахождения, но они слабо влияли на облик бассейна в целом.

Во втором периоде существования бассейна произошли заметные изменения в составе населявшей его фауны. В Куринском заливе резко увеличилось количество *D. kovalevskii*, он стал господствующим здесь видом. Появились редкие моллюски видов *D. aff. nalivkini*, *D. pallasi*, *D. trigonula*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. vulgaris*, *D. gurganica*. Раковины этих дидакн обладают гораздо меньшими размерами, заметное количество среди них получили тригоноидные формы. Такая тенденция в развитии малакофауны отражает изменение условий ее обитания в сторону опреснения и сближает ее с раннехазарской. В строении осадков прослоями с обилием грубозернистого материала и раковин пресноводных моллюсков также выражено периодическое поступление пресных вод с суши. Наблюдаемая в Куринском заливе урунджикского моря картина развития его фауны отражает завершение крупной эпохи существования бакинских дидакн и зарождение новой – хазарской – фауны при смене условий их существования.



Рис. 37. Ассоциации позднеурунджикских дидакн.
1-*Didacna kovalevskii*,
2-*D. celekenica*, 3-*D. pravoslavlevi*

В Туркменском заливе урунджикского моря господствующие в начале его существования *D. eulachia* сменились широко распространившимися *D. celekenica*, *D. pravoslavlevi*, менее многочисленными *D. kovalevskii*, *D. lindleyi*, редкими *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. bergi*, *D. porsugelica*, *D. adacnoides*, *D. kolesnikovii*. Наряду с местными видами, зародившимися в этом водоеме, обращает на себя внимание появление здесь тригоноидных дидакн, что отражает тенденцию, аналогичную Куринскому заливу, однако, с меньшим опреснением последнего. Здесь также наблюдается переход от бакинской малакофауны к хазарской.

Судя по таксономическому составу малакофауны и ее габитусу, составу вмещающих осадков, первый этап развития урунджикской трансгрессии характеризовался теплыми и солеными (очевидно, самыми теплыми и самыми солеными среди плейстоценовых трансгрессивных бассейнов Каспия) водными массами, прекрасной питательной средой для моллюсков. Во второй половине его существования условия в бассейне сменились на опресненные. Неоднородные палеогеографические условия на побережье Куринского залива в течение существования урунджикского моря показали и результаты палинологического анализа разреза Нефтяная балка (Свиточ и др., 1998). Н.Ю. Филипповой (1997) в основании урунджикских отложений выделен палинокомплекс «ксерофитного типа».

В Северном Прикаспии достоверные урунджикские морские отложения не установлены. Возможно, небольшая полоса урунджикских осадков неболь-

шой мощности была размыта последующими трансгрессиями, как это предполагает Г.И. Рычагов (1997). Было высказано обоснованное стратиграфически предположение о синхронности сингильской эпохи в Нижнем Поволжье урунджикскому бассейну Каспия (Седайкин, 1988). Материалы наших исследований привели к аналогичному заключению (Свиточ, Янина, 1997, 2007; Янина, 2005, 2007, 2008). Согласно им, сингильские пресноводные осадки отлагались в условиях подпора урунджикским бассейном. Это преимущественно отложения озер и лиманов, стариц и болот, в которых обитали пресноводные моллюски родов *Unio*, *Sphaerium*, *Lithoglyphus* и др. Г.И. Кармишиной (Седайкин, 1988) в них описан пресноводный комплекс остракод, среди которых встречаются единичные солоноватоводные формы. Согласно П.И. Дорофееву (1963, стр. 62), «Ландшафт сингильского времени нам представляется прибрежной озерно-аллювиальной равниной с многочисленными водными (протоки, старицы, ильмени), часто заболоченными участками, где изобиловала водно-болотная растительность. Естественно, с юга эта равнина ограничивалась морем, а с севера – степным пространством». По данным спорово-пыльцевого анализа Н.И. Кузнецовой (Седайкин, 1988), территорию Поволжья характеризовало распространение степных пространств, в одних случаях – с господством маревых и примесью злаков, бобовых и гречишных, в других – с ведущей ролью разнотравья. Энтомологические материалы по сингильским отложениям из стратотипических разрезов Райгород и Черный Яр (Бидашко, 2005, а также его письменное сообщение автору монографии) свидетельствуют об обитании здесь в сингильскую эпоху теплолюбивых степных насекомых, свойственных современному Волго-Донскому междуречью. Ф.Г. Бидашко высказано недоумение по поводу им же полученных результатов, ибо в стратиграфическом отношении он ориентировался на работы П.В. Федорова (1957, 1978), который относит сингильские осадки к нижнехазарским, отлагавшимся в эпоху днепровского оледенения. Энтомологические данные подтверждают, таким образом, наш вывод о формировании сингильских отложений в теплую межледниковую эпоху. В отложениях многочисленны костные остатки крупных млекопитающих, выделенные в сингильский комплекс (Алексеева, 1977): *Palaeoloxodon antiquus*, *Equus* ex gr. *caballus*, *Elasmotherium sibiricum*, *Bison priscus*, *Saiga tatarica*, *Camellus knoblochi*, *Megaloceros* sp., *Cervus* ex gr. *elaphus*.

Судя по характеристике ландшафтов Нижнего Поволжья в сингильскую эпоху, выходящие на поверхность отложения синхронны скорее второму этапу развития урунджикской трансгрессии, соответствующему фазе увлажнения в Каспийском регионе. П.В. Федоровым (1978) формирование как венедской аллювиальной свиты, так и сингильской озерно-лиманной, относится к раннехазарской эпохе. Дораннехазарский возраст этих осадков ранее убедительно доказан Ю.М. Васильевым (1961), Г.И. Горецким (1966), В.К. Шкатовой (1973, 1975).

Таким образом, в самом конце раннего – начале среднего плейстоцена Каспий испытал крупный бакинско-хазарский регрессивный этап своего развития, осложненный небольшой урунджикской трансгрессией, во время которой закончила свое существование бакинская малакофауна и зародилась раннехазарская. Стока вод по Манычу в Черноморскую котловину не было.

Нижнекривичская регрессия

Урунджикский век закончился регрессией моря и значительными тектоническими подвижками в регионе, о чем свидетельствует поднятие урунджикских отложений на значительную высоту (Азербайджан) и угловое несогласие между ними и залегающими выше нижнехазарскими образованиями. В долинах рек произошел глубокий врез, аллювий этого времени (нижнекривичская свита) вскрыт бурением в Поволжье (Москвитин, 1962; Горецкий, 1966). На палинологической диаграмме нижнекривичского аллювия, по заключению Г.И. Горецкого (1966), представлена заключительная фаза лихвинского межледниковья, с преобладанием пыльцы древесных, преимущественно хвойных (сосна, ель, пихта), со значительным участием широколиственных пород – дуба, вяза, липы, заметным развитием граба, орешника и ольхи. П.И. Дорофеевым (1959) по этим аллювиальным осадкам реконструирована флора лихвинского межледниковья. Их аналогами являются нижняя часть верхней каракумской подсвиты в Западной Туркмении (Федоров, 1978) и пролювиально-аллювиальные галечники, супеси и суглинки верхнеушталской свиты (Векилов, 1969).

В разрезах брахиантиклинальных структур Прибалханской депрессии между урунджикскими и нижнехазарскими морскими отложениями развиты пресноводные аллювиальные и озерные осадки, свидетельствующие о перемещении устья Аму-Дарьи на запад в связи с регрессией. По данным о переуглублении долины Волги для северо-запада Каспийской области глубина предраннехазарской регрессии оценивается в 40–50 м ниже современного уровня Каспия. По мнению Г.И. Рычагова (1997) глубина регрессии была довольно значительной, о чем свидетельствует развитие пресноводно-континентальных образований в основании хазарских отложений непосредственно вблизи берегов современного Каспийского моря, а

также отсутствие бакинских и урунджикских отложений в прибрежной части дагестанского шельфа.

Раннехазарская трансгрессивная эпоха

Наступившая вслед за регрессией раннехазарская трансгрессивная эпоха характеризовалась тремя трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями. В целом эту эпоху от предшествующих отличает широкое распространение в бассейнах тригоноидных дидакн. Практически все исследователи каспийской малакофауны (Федоров, 1953, 1957, 1978, 1999; Попов, 1983; Векилов, 1969; Свиточ, 1967, 1991) отмечают коренной перелом в ее развитии, произошедший в предхазарскую регрессивную эпоху. Действительно, облик раннехазарской фауны сильно отличается от бакинской, но нами прослежен переход к ней в осадках урунджикского моря. Именно в этом водоеме во вторую половину его существования уже сформировалось основное ядро раннехазарской фауны. А первые ее элементы зародились еще в опресненных районах бакинского бассейна. Таким образом, преемственность в развитии фаун не была нарушена.

Раннехазарская фауна дидакн включает 15 видов, обитавших ранее в Каспийских бассейнах. Крассоидные и близкие к ним формы (*D. eulachia*, *D. pravoslavlevi*), являющиеся характерными видами для более древних фаун, в хазарском бассейне заканчивают свое существование. Тригоноидные дидакны, появившиеся в опресненных районах бакинского и урунджикского морей, напротив, в нем получили очень широкое развитие. Появился ряд новых видов, часто имеющих локальное распространение. Раннехазарские бассейны отличались обилием видов населявшей их малакофауны, большой изменчивостью многих из них; меньшей массивностью раковин и часто – малыми размерами. Состав фауны по группам дидакн предполагает существенное опреснение бассейнов по сравнению с бакинским и урунджикским. По-видимому, воды раннехазарской трансгрессии имели меньшую соленость (на 2–3‰), чем нынешний Каспий. Результаты анализа фораминифер (Янко, 1989) по предоставленным нами образцам из местонахождений раннехазарской малакофауны подтверждают это: раннехазарский комплекс почти не содержит сильно солоноватоводных видов; соленость трансгрессии определяется в среднем до 10‰ у берегов Азербайджана и 7–8‰ – в Северном Каспии. Аналогичные результаты показал анализ остракод (Седайкин, 1988; Свиточ и др., 1995, 1997). Пресноводные ракушковые особенно многочисленны в осадках прибрежных районов моря в зоне проникновения речных вод.

Ранняя раннехазарская трансгрессивная стадия. В Куринском заливе первыми его пространство заселили *D. trigonula*, *D. subpyramidata*, *D. gurganica*. Появление этих видов в заливе отмечено на поздних этапах развития урунджикской трансгрессии. Пережив эпоху регрессии, они вновь осваивают уже хазарский водоем. По мере развития трансгрессии и расширения мелководий его прибрежные части заселились *D. nalivkini*, *D. pallasi*, *D. kovalevskii*, *D. subpyramidata*, – сообществом, представленным как тригоноидными дидакнами, так и более редкими крассоидными. В соседнем апшеронском районе на песчано-глинистых приглубых грунтах появились *D. delenda*, *D. kovalevskii*, *D. paleotrigonoides*, *D. trigonula*, *D. gurganica*, *D. nalivkini*. На прибрежных осадках в этом же районе в эпоху максимального развития трансгрессивной стадии расселились многочисленные *D. paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii*. Севернее, у берегов Дагестана, в это же время обитали многочисленные *Didacna subpyramidata* и редкие *D. pallasi*. Эти же виды освоили и пространства северо-западного Прикаспия, распространившись здесь в основном на песчано-глинистом субстрате. В северных районах Северного Прикаспия, где опреснение было наибольшим, расселились тригоноидные дидакны *Didacna trigonoides chazarica*, наряду с которыми обитали обильные слабо солоноватоводные *Dreissena*, *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*. Водами Амударьи были затоплены понижения севера Западной Туркмении, что было связано с подпором речных вод в условиях начавшейся раннехазарской трансгрессии.

В целом для моллюсков ранней стадии раннехазарской трансгрессии характерно широкое распространение тригоноидных дидакн – сравнительно тонкостенных и мелких на самых начальных этапах ее развития и несколько увеличивающихся в размерах по мере подъема уровня моря и освоения ими новых мелководных пространств. Для прибрежных осадков отмечено обилие гравийно-галечного материала дальнего переноса, что свидетельствует об усилении поступления пресных вод в морской бассейн.

Средняя стадия раннехазарской трансгрессии характеризовалась сходным фаунистическим составом. После регрессивной стадии, о продолжительности и глубине которой мы не можем судить по известным материалам, в Куринском заливе расселились обильные *Didacna paleotrigonoides*, *D. charamica*, *D. aff. delenda*, *D. nalivkini*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, *D. kovalevskii*. При этом в динамичных прибрежных условиях на песчаных грунтах господствовали *Didacna subpyramidata* и *D. paleotrigonoides*, а в спокойных, ближе к застойным, на глинистом субстрате – *Didacna pallasi* и *D. vulgaris*. На Апшероне на

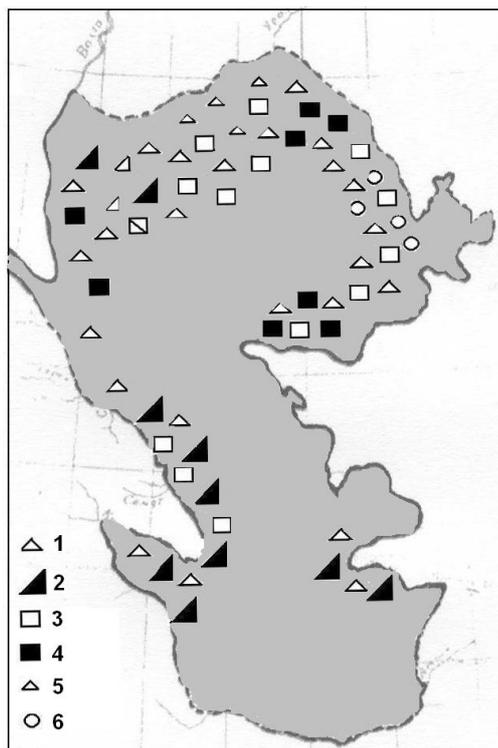


Рис. 38. Ассоциации раннехазарских дидакн.
 1- *Didacna subpyramidata*, 2-*D. paleotrigonoides*,
 3-*D. nalivkini*, 4-*D. pallasi*, 5-*D. trigonoides chazarica*,
 6-*D. vulgaris*

грубозернистых прибрежных осадках были распространены *D. paleotrigonoides*, *D. subpyramidata*, *D. kovalevskii*. Несколько севернее на прибрежных мелководьях кавказского побережья существовали обильные *Didacna paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, *D. subpyramidata*. У берегов Дагестана прибрежную часть моря населяли моллюски несколько иного состава – это были доминирующие *Didacna schuraosenica*, довольно многочисленные *Didacna apsheronica*, *D. vulgaris*, *D. subpyramidata*, *D. pallasi*, единичные *D. lindleyi*, *D. paleotrigonoides*. На западе Северного Прикаспия преобладали эти же тригоноидные виды, в примеси к которым существовали близкие к ним формы, а также катиллоидные дидакны, часть из которых имела локальное распространение. Дидакны крассоидной группы были редки: *D. delenda*, *D. subcrassa*, *D. nalivkini*. Большую роль в этих биоценозах играли слабо солоноватоводные и пресноводные виды. На опресненных Волгой пространствах Северного Прикаспия распространились многочисленные *Didacna subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, *D. schuraosenica*, *D. cristata*, *D. ovatocrassa*, *D. subcrassa*, редкие *D. pontocaspia*, *D. pallasi*, *D. lindleyi*, *D. subcatillus*, *D. trigonoides chazarica*, *D. nalivkini*. При этом в прибрежных районах наблюдалось единоличное господство среди дидакн тригоноидных видов. На более удаленных от впадения Волги участках встречались и крассоидные дидакны. В центральных районах Северного Каспия в биоценозах обычными были *Didacna nalivkini*, *D. pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. trigonoides chazarica*, *D. subcatillus*. В восточной части раннехазарского бассейна среди обильных моллюсков пресноводных и слабо солоноватоводных

видов были распространены лишь редкие *D. subpyramidata*. Большая часть бассейна здесь была подвержена влиянию пра-Амударьи.

Вторая стадия раннехазарской трансгрессии, по-видимому, была наиболее обширной, ее осадки на каспийских побережьях имеют наибольшее распространение и лучшую выраженность. Ее донные биоценозы были самыми богатыми в видовом и количественном отношении. Они включали в свой состав представителей всех групп дидакн: хотя так же, как и в раннем раннехазарском бассейне, наибольшим развитием здесь пользовались тригоноидные дидакны, в его составе появились многочисленные катиллоидные формы, особенно в северо-западной области и долине Волги; сравнительно широкое распространение получают и некоторые крассоидные и близкие к ним дидакны. При этом таксономическим богатством отличаются районы с наиболее неустойчивой средой, характеризующиеся разнообразием фациальных обстановок палеобассейна. Обращает на себя внимание присутствие раковин *D. pontocaspia*, свидетельствующее об их проникновении из Понта и акклиматизации в раннехазарском бассейне.

Поздняя стадия раннехазарской трансгрессии отличалась составом обитавших в бассейне моллюсков. В Куринском заливе были распространены многочисленные *D. paleotrigonoides*, *D. nalivkini*, более редкие *D. pallasi*, *D. aff. pravoslavlevi*, *D. subpyramidata*, *D. charamica*, *D. mishovdagica*. В апшеронском районе на грубозернистых прибрежных осадках существовали многочисленные *Didacna nalivkini*. У дагестанского побережья также были многочисленны моллюски этого вида, наряду с которыми обитали *Didacna paleotrigonoides*, а также редкие местные формы как крассоидной, так и тригоноидной групп. В прилегающих к Волге районах Северного Прикаспия распространились *D. schuraosenica*, *D. cristata*, *D. subpyramidata*, *D. paleotrigonoides*, редкие *D. subcrassa*, *D. pontocaspia*, *D. pallasi*, *D. trigonoides chazarica*, *D. catillus volgensis*, в приустьевых районах были многочисленны слабо солоноватоводные и пресноводные виды, характеризующие в основном аллювиально-морские и лиманные (эстуарные) условия бассейна.

В целом в составе малакофаунистических группировок заключительной раннехазарской стадии отмечается небольшое разнообразие видов, сравнительно широкое развитие дидакн крассоидной группы и близких к ним форм, распространенных совместно с тригоноидными дидакнами. Здесь также продолжали

свое существование черноморские крассоидные дидакны *D. pontocaspia*. Фаунистический состав свидетельствует о возросшей солености бассейна и, вероятно, некотором повышении температуры воды.

Максимальный уровень раннехазарской трансгрессии, согласно П.В. Федорову (1957) и Ю.М. Васильеву (1961), располагался примерно на 35–40 м выше современного; в своей более поздней работе Ю.М. Васильев (1975) приводит отметки 0 – +5 м абсолютной высоты. В.А. Николаев (1965) и Г.И. Попов (1983) считают, что максимальный уровень раннехазарской трансгрессии располагался на высоте 15–20 м. Г.И. Рычаговым (1997) высказано предположение об уровне моря в 10 м (абс.). По нашему мнению в максимум своего развития раннехазарская трансгрессия превосходила бакинскую и уступала (не очень сильно) хвалынской трансгрессии. Это была вторая (после хвалынской) по высоте уровня и площади плейстоценовая трансгрессия Каспия. Об этом свидетельствует распространение осадков с раннехазарской фауной, в частности, местонахождение Калинова балка (Православлев, 1908; Москвитин, 1962), в котором на широте Камышина встречены нормальные солоноватоводные моллюски. Уровненный режим трансгрессии был неустойчив, помимо трех крупных стадий, разделенных регрессиями, отмечались неоднократные колебания более мелкого масштаба, что выражено в строении разрезов Нижней Волги, в частой смене в них солоноватоводных и слабо солоноватоводных, с большой примесью пресноводных, тафоценозов моллюсков и остракод.

Судя по распространению отложений с малакофауной, а также форм рельефа, во время своего максимального развития трансгрессия затопила огромные пространства Северо-Каспийской низменности, образуя ингрессионные заливы по долинам рек; на восточной окраине Прикаспийской низменности располагались широкие ингрессионные заливы значительной протяженности (Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1997). Куринская депрессия, впадина Карагие и Кара-Богаз-Гол представляли собой открытые заливы. В Краснодарский залив впадала Пра-Амударья, строившая обширную дельту. Геоморфология берегов максимального распространения раннехазарской трансгрессии полно описана О.К. Леонтьевым (1961), О.К. Леонтьевым, Е.Г. Маевым, Г.И. Рычаговым (1977), Г.И. Рычаговым (1977, 1997).

Раннехазарская трансгрессивная эпоха оставила после себя ряд террас на Кавказском побережье. Наиболее обычны уровни с отметками береговых линий на высотах (абс.) 170–160, 150–140, 130–120, 100–105 м. П.В. Федоров (1957), Б.Г. Векилов (1969), Б.А. Будагов (1973) относят к раннему хазару также террасу высотой 80–90 м. Г.И. Рычаговым (1997) доказан ее позднехазарский возраст. К позднему хазару он относит и два уровня более высоких террас. Результаты выполненного нами малакофаунистического анализа подтверждают позднехазарский возраст террасы 80–90 м. Два более высоких уровня мы отнесли к террасам раннехазарской трансгрессии (Янина, 1981, 1983, 2005). Приводимые Г.И. Рычаговым (1970, 1977, 1997) для доказательства позднехазарского возраста террас данные минералогического и спорово-пыльцевого анализов, а также геоморфологический анализ предгорий Кавказа, свидетельствуют о значительном перерыве в морском осадконакоплении перед их формированием. Малакофаунистические данные подтверждают это: террасы были сформированы во время самостоятельной трансгрессивной стадии раннехазарской трансгрессивной эпохи.

П.В. Федоров (1972, 1978) коррелирует осадки, слагающие эти террасы, с аллювиально-лиманскими и аллювиально-морскими свитами Нижней Волги. Отложения террасы 160–170 м он сопоставляет с венедской аллювиальной и «палеосингильской» озерно-лиманной свитами. Террасу 120–130 м – с кривичской и сингильской свитами. Черноярские пески (аллювиальную свиту) и косожские лиманные отложения – с 80–90 м террасой. Как было показано ранее, венедские – сингильские отложения отлагались в дораннехазарское время, и это ставит под сомнение подобные корреляции. Вызывает также недоумение сопоставление черноярских песков, всегда относимых П.В. Федоровым к позднему хазару, с нижнехазарской, по его мнению, террасой. Результаты наших исследований позволяют коррелировать самые высокие террасы, включающие ранний раннехазарский комплекс моллюсков, с морскими отложениями, залегающими в основании нижнехазарского разреза в долине Волги (Копановка) и включающими представителей того же фаунистического комплекса. Средний уровень террас по составу включенных в них раковин моллюсков хорошо коррелируется со средним подгоризонтом (Сероглазовка). Террасы низкого уровня – с верхним подгоризонтом (Сероглазовка).

Раннехазарская трансгрессия развивалась в условиях холодного климата, более мягкого в эпоху ее заключительной стадии. Литологическими свидетельствами холодного климата являются проявления мерзлоты (трещины и котлы) в нижнехазарских отложениях Северного Прикаспия. Эта область представляла собой перигляциальную зону лесотундры (Гричук, 1952, 1953, 1954; Москвитин, 1962; Жидовинов и др., 1984). На территории Азербайджана климат, по пыльцевым данным, был холодным и влажным. Осадки почти в два раза превышали современные. В высокогорной зоне Большого и Малого Кавказа существо-

вали ледники (Милановский, 1966; Думитрашко и др., 1977; Алескеров, 1990), а среднегодовые температуры опускались до минус 10°C и ниже (Алескеров, 1990). Спорово-пыльцевые спектры, полученные В.А. Вронским (1976) из нижнехазарских отложений глубокой скважины в Южном Каспии, характеризуются господством травянистых растений (маревые, полыни, злаки); среди древесных отмечена сосна, ель, береза, ольха, ива. По данным Т.А. Абрамовой (1971, 1972, 1974) на западном побережье была развита преимущественно лесная растительность, среди которой наряду с низинными гигрофильными лесами (ольха, лапина, тополь, ива) были распространены и мезофильные широколиственные и лиственные леса, при участии в растительном покрове также лугово-степных ценозов. Согласно эколого-ареалогическому анализу ископаемого комплекса, проведенному этим автором, в эпоху раннехазарской трансгрессии среднегодовые температуры были ниже по сравнению с современными на 6–7°, средние температуры января – на 6–9°, июля – на 7–10°, среднее годовое количество осадков превышало современное на 200–300 мм.

Как показывают строение и малакофаунистический состав хазарских отложений Маньчской депрессии, раннехазарские бассейны по Маньчскому проливу имели сообщение с Эвксином. Это сообщение, вероятно, судя по появлению и довольно широкому распространению в Каспии *Didacna pontocaspia* (руководящего вида древнеэвксинского бассейна), периодически было двустороннее. Об этом же свидетельствует проникновение в северо-западный Прикаспий эвксино-узунларских моллюсков *Didacna baericrassa*, *Dreissena pontocaspica*, *Cerastoderma glaucum*, находки которых сделаны в нижнехазарских отложениях (Алферьев, Алферьева, 1952; Горецкий, 1966; Николаев, 1958).

О возрасте раннехазарской трансгрессивной эпохи можно судить по урано-иониевым датировкам, полученным в Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского (Ленинградского) университета (Рычагов, 1997). Датировка из отложений разреза Ачи-Су, отвечающим, по нашим представлениям, второй стадии раннехазарской трансгрессии, составляет около 250 тыс. лет. Датировки отложений высоких нижнехазарских террас (180 и 160 м) в Азербайджане, относимых нами к ранней стадии раннехазарской трансгрессии, имеют значения 300 или более тыс. лет. К сожалению, в настоящее время нельзя считать достоверными результаты термолюминесцентного анализа, единая методика которого не принята специалистами (Шаховец, 1987; Шаховец, Шлюков, 1989; и др.).

Послераннехазарское время характеризовалось активными тектоническими движениями, о чем свидетельствует высотное положение нижнехазарских береговых линий, поднятых на разные высоты в предгорьях Дагестана, Северного Азербайджана, Апшеронского полуострова и Талыша, в Эмбенском районе и на Устюрте (Ширинов, 1973; Аристархова и др., 1961; Федоров, 1957, 1978; Рычагов, 1977, 1997; Леонтьев, Маев, Рычагов, 1977; Мамедов, Алескеров, 1988 и др.) и погруженных на значительную глубину в Терско-Кумской, Куро-Араксинской и Западно-Туркменской низменностях (Федоров, 1957; Будагов, 1973; Векилов, 1969; Ализаде и др., 1978; и др.).

4.2.2. Понт

Эвксино-узунларская трансгрессивно-регрессивная эпоха

В Черноморском регионе после постчаудинской регрессии началась эвксино-узунларская эпоха, включающая несколько разнозначных крупных событий.

Древнеэвксинский бассейн. Судя по распространению осадков, максимальный уровень бассейна несколько превышал современный уровень Черного моря. Малакофаунистический состав отличался от чаудинского. В нем отсутствовали плиоценовые реликты, из видов дидакн, обитавших в чаудинском бассейне, сохранился лишь *Didacna baericrassa*. Как результат видообразования *Didacna pseudocrassa* появился крассоидный вид *D. pontocaspia*, получивший широкое развитие в древнеэвксинском водоеме, а также ряд видов с ограниченным территориальным распространением. Довольно широко расселились каспийские *Didacna pallasii*, *D. subpyramidata*, *D. subpallasii*. Основу палеоценозов составляли виды черноморского происхождения – *Didacna baericrassa* и *D. pontocaspia*. Основным их отличием друг от друга являлось присутствие каспийских элементов: *D. pallasii*, *D. aff. nalivkini*, *D. subpyramidata* – у кавказского побережья, Таманского и Керченского полуостровов; в Приазовье – помимо этих видов, *D. carditoides*, *D. eulachia* (рис. 39). В низовьях Дуная существовал обширный мелководный залив (Михайлеску, 1990). В нем обитали крассоидные дидакны, имеющие родство с *D. pontocaspia*, *D. tschepalygae* и *D. poratica*. В опресненных районах расселились тепловодные пресноводные моллюски *Corbicula*.

Судя по таксономическому составу малакофауны, соленость древнеэвксинского бассейна на ранних стадиях его существования была ниже, чем соленость позднечаудинского водоема – 11–12‰; в приустье-

вых участках она была существенно ниже – около 7%. По результатам анализа фораминифер В.В. Янко (1989) реконструирует соленость древнеэвксинского бассейна в 7%. По нашему мнению, это заниженная цифра для всего бассейна, ибо основу древнеэвксинского фаунистического подкомплекса составляли крассоидные дидакны черноморского происхождения (*Didacna pontocaspia*).

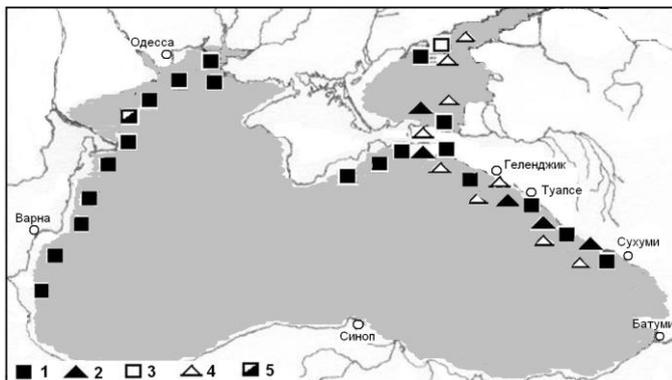


Рис. 39. Ассоциации древнеэвксинских дидакн.
1-*Didacna pontocaspia*, 2-*D. pallasi*, 3-*D. nalivkini*, 4-*D. subpyramidata*,
5-*D. tschepalygae*

но А.П. Жузе, Е.В. Кореновой, В.В. Мухиной (История геологического развития..., 1988), отложения, включающие солонатоводные и морские виды диатомей, свидетельствующие о поступлении средиземноморских вод в Черноморский бассейн.

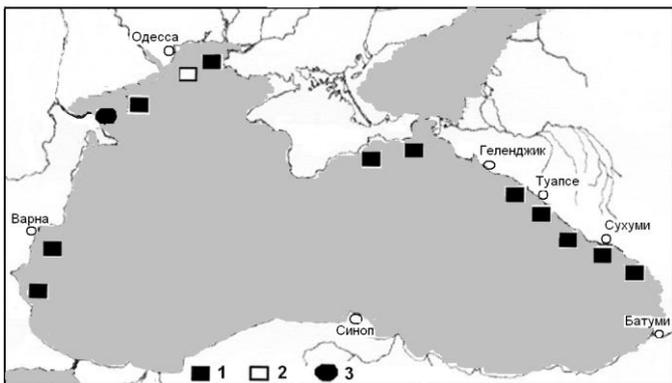


Рис. 40. Ассоциации узунларских дидакн.
1-*Didacna pontocaspia*, 2-*D. nalivkini*, 3-*D. uzunlarica*

крытые пространства были заняты злаково-разнотравными степями. Среди крупных млекопитающих встречались *Palaeoloxodon antiquus* Falc et Gaut., *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeger.), *Equus* sp. и др. В фауне мелких млекопитающих преобладали степные виды (Маркова, 1989). Среди растительности Грузии сократилось видовое разнообразие пихты, кедра, ели и тсуги. По сравнению с позднечаудинским временем ареал таксодиевых расширился, они вновь стали доминантой (Шатилова, 1974, 1982). Климат был в целом теплее, чем в поздней чауде.

В конце палеоузунлара наметилось похолодание. На северо-западном побережье стали преобладать сосна и береза, отмечалась незначительная примесь широколиственных пород. Степные участки были заняты злаково-разнотравными, маревыми и полынными группировками. В Приазовье широколиственные леса исчезли, широко распространилась холодная степь с небольшими участками сосны и березы (Артюшенко и др., 1972). Похолодание отразилось и на растительности Грузии (Шатилова, 1982). Уровень моря понизился. На месте Дунайского залива образовались озера, во время регрессии высохшие. Произошло глубокое (до -45 – -50 м) врезание долины Дуная (Михайлеску, 1990). На побережье Кавказа регрессия отразилась в распространении террас на разных уровнях; в прибрежных разрезах – в строении отложений. Снижение уровня составляло 12-13 м (Федоров, 1978). Согласно материалам Г.И. Попова (1983), переуг-

В максимальную фазу развития бассейна произошло второе в плейстоценовой истории Понта поступление средиземноморских морских вод, приведшее к развитию в Черноморской котловине **палеоузунларского моря**. В нем распространились морские эвригалинные и умеренно эвригалинные моллюски (палеоузунларский подкомплекс), вытеснившие солонатоводную малакофауну в наиболее опресненные участки бассейна. Соленость палеоузунларского бассейна, по-видимому, увеличилась до 16–17‰. Аналогичную соленость реконструирует В.В. Янко (1989) по составу фораминифер. В керне глубоководных скважин в основании среднего плейстоцена выделены палеоузунларские, или лихвинские, соглас-

В северном Причерноморье и Приазовье на начальных этапах развития древнеэвксинского бассейна господствовали холодные степи, в защищенных местах существовали небольшие березово-сосновые участки леса. В максимум развития трансгрессии широко распространились широколиственные породы, открытые пространства были заняты луговой растительностью (Артюшенко и др., 1972, 1973). В максимум трансгрессии теплый климат (теплее современного) реконструирован К.Д. Михайлеску (1990). На северо-западном побережье господствовали степные и лесостепные ландшафты (Арап и др., 1990). Среди древесных пород отмечены дуб, граб, липа, клен. От-

лубление дна Керченского пролива произошло до отметки -63 м. В разрезе глубоководной скважины тепловодные виды диатомей сменились холодноводными, предпочитающими опресненные воды. В Понте наступило развитие следующей трансгрессивно-регрессивной стадии – *узунларской*.

На начальных этапах развития трансгрессии бассейн, судя по характеру населявших его моллюсков (эвксинский фаунистический подкомплекс), был солоноватоводный (10–11%) каспийского типа (*поздний древнеэвксинский*, или *эвксинский*, бассейн). Состав диакна в нем изменился мало, по-прежнему господствующим видом был *Didacna pontocaspia*. Значительное представительство в бассейне получили каспийские раннехазарские виды, что свидетельствует о широком проникновении вод раннехазарской трансгрессии в Черноморскую котловину. Влияние каспийской малакофауны было значительным в северо-восточном и восточном секторе бассейна, постепенно уменьшаясь к юго-западу. Некоторыми исследователями Азова (Маков, Молявко, 1939; Геология Азовского моря, 1974) было высказано предположение о широком соединении Азовского моря с Черным в районе Сиваша. Фактологических данных, однозначно подтверждающих это предположение, нет. Косвенным свидетельством этого события могут служить многочисленные находки каспийских моллюсков в осадках этого бассейна у северного побережья Черного моря. Произошли незначительные изменения в составе малакофауны лиманно-морских районов Дуная (здесь появился и расселился новый вид *Didacna poratica*).

В фазу максимального развития эвксинского (позднего древнеэвксинского) бассейна началось поступление в него средиземноморских вод, вызвавшее третью в плейстоцене морскую трансгрессию – *узунларскую*. Произошла постепенная смена солоноватоводной малакофауны морскими эвригалинными моллюсками (узунларский фаунистический подкомплекс). Соленость повысилась до 17–18%. Солоноватоводные элементы были вытеснены в окраинные опресненные участки моря; в некоторых из них влияние средиземноморской фауны не ощущалось вовсе. Так, в лиманах северо-западного Причерноморья, в устье Днепра, в Рионском заливе солоноватоводная фауна продолжала существовать в течение всего среднего плейстоцена. Более разнообразный состав фораминифер за счет появления солонолюбивых каспийских форм и средиземноморских элементов отмечает для узунларской трансгрессии В.В. Янко (1989), а соленость открытых частей бассейна оценивает в 18%. Анализ диатомей показывает смену вверх по разрезу солоноватоводных холодноводных видов, отвечающих эвксинскому бассейну, смешанным составом из пресноводных и морских видов, указывающих на поступление средиземноморских вод (Жузе и др., 1980).

В дельте Дуная вновь образовался залив, населенный солоноватоводной малакофауной, а в опресненных участках – пресноводными теплолюбивыми моллюсками *Corbicula fluminalis* и др., свидетельствующими о климате более теплом, чем ныне. По мере накопления речных выносов залив распался на ряд лагун, их уровень на 4–5 м превышал современный (Михайлеску, 1990). Среди крупных млекопитающих района отмечались осел, степные формы лошади, олени. Среди мелких млекопитающих, относящихся к хазарскому комплексу, преобладали степные виды (Маркова, 1989). В Северном Причерноморье и Приазовье обедненная степная растительность ксеротического типа с улучшением климата приобрела более мезотический облик. Кроме господствующих злаково-разнотравных степей в балках, долинах произрастали ольха, береза, дуб, липа, лещина (Артюшенко и др., 1973, 1974). На территории Грузии К.И. Чочиева (1980) проследила вспышку развития кипарисовых лесов и постепенную их смену ольховыми лесами. П.В. Федоров (1978) между двумя фазами трансгрессии – поздней древнеэвксинской и узунларской – установил небольшой перерыв.

Узунларская трансгрессия вновь сменилась регрессией, давшей начало третьей эвксино-узунларской трансгрессивной стадии – *ашейской*. Палеогеографические свидетельства этой стадии сохранились на кавказском побережье (Островский и др., 1977; Несмеянов, Измайлов, 1995) в виде выдержанной террасы, отложения которой содержат представителей средиземноморской эвригалинной и умеренно эвригалинной малакофауны (ашейский фаунистический подкомплекс). Имеются редкие свидетельства того, что в ашейских местонахождениях морские сообщества сменяют солоноватоводные (Несмеянов, Измайлов, 1995), давая тем самым основание для выделения (пока условно) солоноватоводного этапа в развитии трансгрессии. Возможно, ашейской трансгрессивной стадии отвечают китейские слои (включающие, наряду с солоноватоводными видами, морские *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Chione gallina*, *Mytilaster lineatus*), установленные А.Л. Чепалыгой и др. (1986) в разрезе Узунларского профиля между узунларскими и карангатскими отложениями.

Регрессией ашейского бассейна завершилась среднеплейстоценовая эвксино-узунларская эпоха развития Понта. Регрессия зафиксирована во многих районах обрамляющей суши. Произошли эрозионные врезы долин палеорек. Пролив Босфор углубился до -100 м (Федоров, 1978). Однако на болгарском и северо-западном шельфе перерыв между эвксино-узунларом и карангатом отсутствует (Хрисчев, Шопов,

1979; Григорьев и др., 1985; История геологического развития..., 1988). Постепенный переход узунларских отложений в карангатские зафиксирован и нами (Свиточ и др., 1998).

В глубоководной котловине илы этого времени содержат спорово-пыльцевой спектр, свойственный похолоданию и регрессии (Коренева, 1980). В озерах дельты Дуная расселились холодостойкие пресноводные стагнофилы родов *Planorbis*, *Sphaerium*, *Pisidium* и др. (Михайлеску, 1990). На берегах среди древесной растительности господствовали сосна, береза, ольха, ель. Происходило врезание долины Дуная. В.А. Зубаковым (1986) установлен «челядинцевский криохрон» с появлением в Приазовье тундро-степной фауны млекопитающих с *Mammuthus chosaricus*. В Черноморской котловине в эту эпоху существовал опресненный бассейн, согласно Г.И. Попову (1983). В Керченском проливе были распространены в основном пресноводные виды *Dreissena polymorpha*, *Theodoxus fluviatilis*, *Lithoglyphus naticoides*, указывающие на существование проточного лимана. Среди остракод в его осадках обнаружены только пресноводные виды (Попов, Супрунова, 1977). В разрезе глубоководных скважин этому бассейну отвечает комплекс холодноводных диатомей (Жузе и др., 1980).

4.2.3. Маныч

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в среднем неоплейстоцене открылся Манычский пролив. В строении его осадков прослеживаются древнеэвксинские и нижнехазарские образования, имеющие двучленное строение, соответствующее двум стадиям раннехазарской и эвксинской трансгрессий. Состав фауны в них близок. Среди дидакн это многочисленные каспийские раннехазарские виды *Didacna subpyramidata*, *D. delenda emendata*, *D. pallasi*, *D. subcrassa*. Широкое распространение этих же видов в древнеэвксинских бассейнах ни у кого из исследователей не вызывало сомнения в сбросе вод из Каспия в Черноморскую котловину. Утвердилось представление об одностороннем сбросе каспийских вод. Таксономический состав дидакн в эвксино-хазарских отложениях Маныча показал, что на всем протяжении древнего пролива в осадках встречаются раковины черноморских дидакн *D. pontocaspia*, что может свидетельствовать о двусторонней связи между Каспием и Понтом в среднем плейстоцене. Моллюски этого вида акклиматизировались в Северном Каспии. Там же, претерпев видообразовательный процесс в опресненных условиях этой части Каспия, они образовали новый подвид *Didacna pontocaspia tanaitica*. Вид существовал в Каспии до конца хазарской эпохи.

Таксономический состав малакофауны отвечает сравнительно низким условиям солености – у входа в пролив она составляла не более 8-9‰. В проливе воды распределялись впадающими в него реками, ручьями и прочими пресными водотоками.

Доно-Манычский участок пролива по содержанию малакофаунистических элементов отличался от Западного и Восточного Манычей. Здесь также прослеживаются осадки двух эпох существования среднеплейстоценового пролива. Однако, если в раннюю эпоху здесь был распространен биоценоз из моллюсков родов *Didacna*, *Monodacna*, *Dreissena*, то в позднюю помимо моллюсков этих родов в проливе обитали наиболее эвригалитные средиземноморские («азовские») виды – преимущественно *Cerastoderma glaucum*. Малакофауна такого состава была распространена вплоть до Западного Маныча. Возможно, именно в эту эпоху в Каспий проник морской вид *Cerastoderma glaucum*, на находки которого в приманычском районе северо-западного Прикаспия неоднократно указывается в литературе (Алферьев, Алферьева, 1952; Николаев, 1958; Горецкий, 1966). Несмотря на широко распространенное мнение об их переотложенности из плиоценовых осадков, мы склонны считать их привнесенными в хазарско-эвксинскую эпоху функционирования пролива. Возможность этого подтверждается распространением эвксинского вида *Didacna pontocaspia*, а также определением П.В. Федоровым (Горецкий, 1966) в совместном залегании с церастодермой у Чолон-Хамура древнеэвксинских видов *Didacna baericrassa* и *Dreissena rostriformis pontocaspia*.

Судя по строению отложений в Манычской депрессии, пролив был широким, водный поток устойчивым, действующим в течение длительного времени. Влияние каспийских вод на бассейны Эвксина было существенным, более значительным, чем в бакинско-чаудинскую эпоху. Влияние же эвксинских вод на Каспий мало заметно.

Таким образом, в среднем неоплейстоцене Каспий испытал четыре разнопорядковых трансгрессии: «малую» урунджикскую трансгрессию, осложнившую крупный бакинско-хазарский регрессивный этап его развития, и три стадии раннехазарской трансгрессивной эпохи, разделенные регрессиями. В Понте имели место три трансгрессии, составляющие эвксино-узунларскую эпоху его развития.

На глобальное потепление климата (ИКС 11), характеризующее начало среднего плейстоцена, Каспий отреагировал продолжительной регрессивной эпохой, внутри которой отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия – самый тепловодный и солоноводный трансгрессивный бассейн Каспия, отвечающая фазе похолодания и увлажнения внутри продолжительного и сложного по структуре лихвинского межледниковья. Она была отделена как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской, трансгрессий, регрессиями – венедской и нижнекривичской. Холодные эпохи среднего неоплейстоцена (ИКС 10, 8 и 6) отразились в Каспии тремя раннехазарскими трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями.

Понт, как и в раннем неоплейстоцене, на эпохи оледенений реагировал установлением регрессивного режима и развитием в его котловине солоноватоводных бассейнов каспийского типа с отрицательными отметками уровней: древнеэвксинского (ИКС 12), эвксинского (ИКС 10) и позднеэвксинского (ИКС 8). В межледниковые эпохи в результате подпора со стороны трансгрессирующего Средиземного моря уровень солоноватоводных бассейнов достигал современных отметок, дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии приводило к ее распространению в Черноморском регионе. Средиземноморские воды вызывали осолонение бассейнов Понта, превращая их в полуморские, заселенные морской эвригалинной и умеренно эвригалинной (иногда – умеренно стеногалинной) малакофауной: палеоузунларский (ИКС 11), узунларский (ИКС 9) и ашейский (ИКС 7) бассейны.

Урунджикский водоем Каспия был изолированным. Раннехазарская трансгрессия сбрасывала свои воды в эвксинские бассейны Понта, вызывая в них повышение уровня и изменяя их фаунистический облик распространением своих представителей малакофауны. Проникновение эвксино-узунларских элементов фауны в Каспий было незначительным; сравнительно широкое распространение в Северном Каспии получил солоноватоводный эвксинский вид *Didacna pontocaspi*, его морские эвригалинные элементы погибли, очевидно, из-за низкой солености водоема.

Схема развития Понто-Каспия в среднем неоплейстоцене представлена на рис. 46.

4.3. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

4.3.1. Каспий

Черноярская регрессия

Раннехазарская трансгрессивная эпоха сменилась продолжительной регрессией, когда уровень моря располагался ниже современного. Это неоднократно отмечали многие исследователи каспийского плейстоцена (Николаев, 1956; Федоров, 1957, 1978; Москвитин, 1962; Попов, 1983; Свиточ, 1991; Рычагов, 1997 и другие). Нашими исследованиями также выявляется несогласное залегание верхнехазарских отложений на нижнехазарских. По-видимому, к этой эпохе относится отложение «черноярского аллювия» Волги, наиболее ярко представленного в разрезе Черный Яр-Нижнее Займище. Черноярский аллювиальный комплекс подразделяется на русловые и пойменные (а также старичные) осадки, тесно связанные друг с другом. Русловая фация состоит из светло-серых и серых, часто желтоватых и буроватых, косо-слоистых песков, залегающих на размытой поверхности обычно сингильских, иногда – нижнехазарских, отложений. В основании эти пески переполнены раковинами пресноводных моллюсков (преобладают *Viviparus duboisianus*, многочисленны представители родов *Valvata*, *Sphaerium*, *Dreissena*), гравием и галькой, вместе с которыми встречаются кости млекопитающих и переотложенные раннехазарские (*Didacna pallasi*, *D. subpyramidata*, *D. nalivekini*) и (реже) апшеронские раковины. Довольно многочисленны раковины и по всей толще песков. Пойменная и старичная фации представлены бурыми и серыми песчанистыми глинами и суглинками мощностью до 4–5 м. В этих аллювиальных песках в разрезе Черный Яр-Нижнее Займище были найдены череп *Mammuthus trogontherii*, кости *Equus caballus chosaricus*, *Bison priscus longicornis* и других представителей крупных млекопитающих хазарского фаунистического комплекса (Громов, 1935). Здесь же встречены обильные остатки фауны мелких млекопитающих (Александрова, 1976; Кириллова, Свиточ, 1994; Кириллова, Тесаков, 2004).

Временное положение черноярских отложений до сих пор вызывает споры у исследователей. Их раннехазарский возраст определяется В.А. Николаевым (1956, 1958), Ю.М. Васильевым (1961), А.И. Москвитиным (1962), Г.И. Горецким (1966), В.К. Шкатовой (1975). Соответствие аллювиальной свиты регрессии между раннехазарской и позднехазарской трансгрессиями признано В.И. Николаевым (1953), А.А. Свиточем и др. (1997, 1998). К позднехазарской эпохе их отнесли П.В. Федоров (1957) и Г.И. Попов (1983).

Наши исследования в долине Нижней Волги привели к заключению, что черноярский комплекс аллювиальных отложений соответствует частично регрессивной эпохе между хазарскими трансгрессиями, а также отлагался одновременно с осадками позднехазарской трансгрессии. К этому заключению автора монографии привели следующие факты: (1) Черноярский аллювий содержит переотложенные раннехазарские дидакны, а значит, несомненно, отлагался позже развития в этом районе раннехазарского бассейна, размыв отложенные им осадки; (2) Положение аллювиальной толщи (высокое по сравнению с более древними аллювиальными отложениями) подводит к выводу о «подпоре» со стороны Каспия бассейном со сравнительно невысоким уровнем. В случае же глубокой регрессии произошло бы переуглубление долины и отложение аллювия на существенно более низких отметках; (3) Фауна грызунов из аллювиальной толщи разреза Черный Яр, проанализированная И.В. Кирилловой и А.С. Тесаковым, предполагает по уровню эволюционного развития ее позднеплейстоценовый (позднехазарский) возраст (неоднократные устные выступления этих исследователей на научных форумах разного уровня); (4) Прослеживается (насколько это возможно в сложном фациальном строении долины Волги) переход аллювиальных в дельтово-морские и морские фации позднего хазара; (5) Спектры степного облика с господством пыльцы полыней и лебедовых, с подчиненным значением разнотравья и злаковых, свидетельствующие о жарком сухом климате эпохи, больше характерном для позднего хазара, нежели для раннего.

Позднехазарская трансгрессия

Позднехазарская трансгрессия развивалась двумя самостоятельными стадиями: ранней – позднехазарской и поздней – гирканской. Позднехазарская трансгрессивная стадия была значительно меньше раннехазарской, её площадь, судя по распространению отложений, ненамного превосходила современный Каспий, а уровень не превышал -10 м абс. высоты. О высоте уровня можно судить по положению верхнехазарских отложений на Мангышлаке и в Нижнем Поволжье (-10 – -20 м абс.), а в Южном Каспии – ниже уровня нынешнего моря. Границы моря и его берега обстоятельно описаны в работах О.К. Леонтьева (1961), О.К. Леонтьева, Е.Г. Маева, Г.И. Рычагова (1977), Г.И. Рычагова (1977, 1997).

Моллюски позднехазарской трансгрессивной стадии представлены позднехазарским фаунистическим комплексом, основу которого составляют крассоидные дидакны, характерными из которых являются *D. nalivkini* и *D. surachanica* (рис. 41). Отличительная черта малакофауны этого бассейна – большие размеры и массивность раковин, особенно часто наблюдавшиеся в южных районах Каспия. Заметное распространение тригоноидных и катиллоидных дидакн в водах позднехазарского бассейна отмечалось лишь в опресненных районах Северного Прикаспия, где сказывалось влияние Волги. Здесь же со времени раннехазарской эпохи продолжали свое существование редкие *D. cf. pontocaspia*. Наряду с дидакнами были распространены слабо солоноватоводные и пресноводные виды моллюсков родов *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*, численность которых в биоценозах определялась уровнем опресненности того или иного района бассейна.

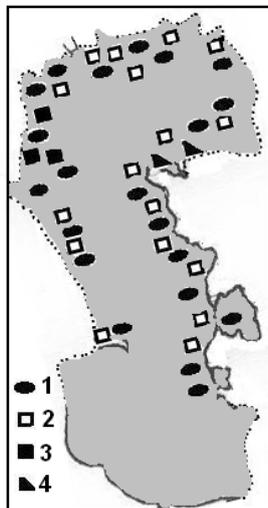


Рис.41. Ассоциации позднехазарских дидакн.
1-*Didacna surachanica*,
2-*D. nalivkini*,
3-*D. ex gr. crassa*,
4-*D. celekenica*

Часто встречающийся гигантизм раковин, высокая карбонатность осадков, присутствие оолитов, позволяют сделать вывод о теплом климате позднего хазара. Теплые, насыщенные карбонатом кальция воды бассейна, имели, очевидно, соленость выше солености современного Каспия: от 10–12‰ в Северном до 14–15‰ в Южном Каспии. Обилие раковинного материала (наряду с большими размерами и массивностью створок) свидетельствует о хорошо аэрируемом и прогреваемом бассейне с обилием питательного материала для моллюсков. Выдержанность их состава по всей площади бассейна указывает на большую однородность условий их обитания, нежели в раннехазарскую эпоху. Согласно данным В.В. Янко (1989), в позднехазарском комплексе фораминифер усиливается значимость солонолюбивых форм, что позволило автору оценить соленость бассейна в Северном Прикаспии в 12–13‰, что хорошо согласуется с нашими выводами.

Отсутствие галечного материала дальнего приноса, вероятно, свидетельствует о слабой обводненности водосборного бассейна, что также подтверждает теплый и сухой климат эпохи. В местонахождении Ветлянка озерные осадки с многочисленными крупными раковинами корбикул отнесены нами, вслед за А.И. Москвитиным (1962), к позднему хазару. К сожалению, пыльца из этих отложений не изучена, но облик теплолюбивых раковин свидетельствует о высокой температуре воды. Тепловодность бассейнов косвенно подтверждается данными палинологии.

Пыльцевые спектры, полученные Т.А. Абрамовой (1974), свидетельствуют о климатической фазе переходного типа, достаточно мягкой для сохранения некоторой лесной растительности, но недостаточно влажной и прохладной для развития типичных лесных формаций, как это имело место в раннехазарское время. На Нижнем Урале было много площадей, занятых теплыми засушливыми степями. В составе травянистого покрова было много ксерофитов, местами – солончаков. Преобладали полынно-маревые степи с разнотравьем (Яхимович и др., 1986). Позднехазарские флоры, изученные из бассейна р. Урал П.И. Дорофеевым (1960) палеокарпологическим методом, также отражают степные ландшафты, близкие по видовому составу к современным прикаспийским.

Особенностью моря было преобладание аккумулятивных берегов (Леонтьев, 1961) и значительных по объему аккумулятивных тел. Это может свидетельствовать о продолжительном стоянии уровня при незначительном его колебании. Позднехазарские воды ингрессировали в долину Восточного Маньча, но стока в Азово-Черноморский бассейн, очевидно, не было. Бассейн представлял собой изолированное озеро-море, не имеющее связи с Эвксином.

Позднехазарская трансгрессивная стадия сменилась регрессивной. О ней свидетельствуют перерывы в морском осадконакоплении (Дагестан), размывы и почвообразование (долина Волги) (Янина, 1981, 2005; Янина, Свиточ, 1988, 1990; Свиточ, Янина, Братанова, 1993, 1995). Стратиграфические перерывы в разрезах верхнехазарских отложений отмечены П.В. Федоровым (1957), Г.И. Рычаговым (1977, 1997), Г.И. Поповым (1983). В настоящее время нет прямых данных, по которым можно было бы судить о масштабе позднехазарской регрессивной фазы. Судя по изменениям в составе малакофауны, она была незначительной.

Наступившая вслед за регрессивной стадией вторая трансгрессивная позднехазарская стадия оставила свои следы не на всех побережьях. Ее отложения отмечены в Дагестане, северо-западном Прикаспии, Краснодарском полуострове, в Западной Туркмении. Состав малакофауны этого трансгрессивного бассейна мало отличался от более раннего. В нем также господствовали крассоидные дидакны с преимущественным развитием *Didacna surachanica* и *D. nalivkini*. В долине Волги наблюдалась смесь дидакн крассоидной и тригоноидной групп, наряду с которыми были многочисленны слабо солоноватоводные и пресноводные (среди которых – теплолюбивый вид *Corbicula fluminalis*) виды, свидетельствующие о поступлении пресных вод в солоноватоводный бассейн.

Нижний горизонт «нижнехвалыньских» отложений, выделенный Л.А. Невеской (1958) в Западной Туркмении, автор монографии относит к осадкам поздней стадии позднехазарской трансгрессии. Нижнехвалыньские отложения этой области Л.А. Невеская (1958) расчленила на два горизонта, разделенные резким угловым несогласием. Верхний горизонт, по мнению исследователя, отвечает максимуму хвалыньской трансгрессии. В нижнем определены *Didacna subcatillus*, *D. praetrigonoides* (к этому виду Л.А. Невеская относит и *D. cristata*), *D. umbonata*, *D. pallasi* и *Corbicula fluminalis* – виды, которые скорее составляют палеоценозы опресненного района позднехазарского тепловодного бассейна. Ю.М. Васильевым и П.В. Федоровым (1965) также отмечалось, что Л.А. Невеская отнесла к хвалыньскому ярусу осадки, залегающие стратиграфически ниже хвалыньских («в общепринятом понимании»). От позднехазарских с многочисленными *Didacna nalivkini* и *D. surachanica* они отделены стратиграфическим перерывом, выраженным отложениями с пресноводными моллюсками.

По материалам скважин в северо-западной области Каспийского региона Г.И. Горецким (1957, 1958, 1966) и Г.И. Поповым (1967, 1972, 1977, 1983) реконструирован сильно опресненный солоноватоводный бассейн, выделенный этими исследователями как самостоятельная обширная гирканская трансгрессия Каспия, имевшая место после позднехазарской трансгрессии, отделенная от хвалыньской трансгрессии ательской регрессией. Бассейн был заселен «хвалыньноподобной» фауной, из-за чего вначале рассматривался как самая ранняя стадия хвалыньской трансгрессии (Попов, 1955, 1957, 1961). Наличие мощной толщи ательских субаэральных осадков, отделяющих гирканские отложения от хвалыньских, привело Г.И. Попова (1967, 1983) к заключению о самостоятельной крупной трансгрессии Каспия, следы которой пока не обнаружены в других областях региона.

С резкой критикой этой позиции выступили Ю.М. Васильев и П.В. Федоров (1965), П.В. Федоров (1978), В.К. Шкатова (1975), А.А. Свиточ и др. (1993, 1997, 1998). Основное возражение заключается в том, что гирканские слои Нижней Волги являются лишь опресненной фацией верхнехазарских отложений, в которой группа *Didacna trigonoides* занимает господствующее положение, тогда как *D. surachanica* крайне редки и представлены угнетенными формами. Согласно выводам А.А. Свиточа и др. (1995, 1997, 1998), за гирканскую Г.И. Поповым была принята хазарская малакофауна разного возраста (как ранне-, так и позднехазарская), отложения с которой занимают различное положение в разрезах плейстоцена

Нижней Волги. Автор монографии не столь категорична в этом вопросе (Янина, 2005). По нашему мнению, гирканский сильно опресненный бассейн, описанный Г.И. Поповым в северо-западном Прикаспии, представляет собой обширную лагуну (лиман), «подпертую» позднехазарской трансгрессивной стадией Каспия, с одной стороны, и карангатской ингрессией в Кумо-Маньчскую депрессию, с другой. Влияние пресных вод Волги, Терека, других мелких рек и пресных водотоков, привело к ее значительному опреснению и расселению в ней многочисленных лиманно-каспийских видов родов *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*, с большой примесью пресноводных моллюсков. Из дидакн здесь остались только виды, переносящие значительное опреснение (тригоноидная группа) и мягкие грунты с относительным недостатком кислорода (катиллоидная группа). Такой состав моллюсков привел к «хвалыноподобному» облику малакофауны. Она, по-видимому, и явилась «прародительницей» хвалынской малакофауны, вопрос о происхождении которой относится к «загадкам» древнего Каспия (Свиточ, 2008). О том, что гирканский бассейн носил лиманный характер, свидетельствует и тонкий глинистый состав отложений. Характерной пресноводной формой для него является *Corbicula fluminalis*, широкое распространение которой доказывает тепловодный характер водоема и принадлежность к позднехазарской трансгрессии.

Очевидно, к этому же бассейну относятся отложения с *Didacna* cf. *praetrigonoides*, *D.* aff. *parallella*, известные на Терско-Кумской равнине как «переходные от хазарского яруса к хвалынскому» (Ильинский, 1947). Для них также характерно обилие дрейссен и присутствие *Corbicula fluminalis*. Последнее обстоятельство служит важным аргументом против раннехвалынского (холодноводный бассейн) возраста осадков.

По-видимому, поздняя позднехазарская (гирканская) трансгрессивная стадия развивалась во влажную эпоху, с более обильным, нежели в предыдущий бассейн, стоком рек. Воды гирканского бассейна образовывали глубокий залив в Маньчской долине, куда со стороны Азово-Черноморского бассейна также ингрессировала карангатская трансгрессия. Сложное соотношение гирканских и карангатских отложений в долине Маньча (Попов, 1983) доказывает одновременность этих событий. Реконструируемая нами природная обстановка подтверждается данными карпологиического анализа (Яхимович и др., 1986): в конце позднего хазара флоры еще сохраняют типично хазарский облик, но отмечается снижение разнообразия разнотравья, увеличение роли маревых, а в лесных группировках – уменьшение примеси широколиственных пород и количества их видов, т.е. отмечается нарастание похолодания.

Фаза понижения уровня моря и врез долины Волги наблюдаются и после второй стадии позднехазарской трансгрессии в разрезе Сероглазовка (Свиточ и др., 1995). Во многих разрезах Нижней Волги ярко выражена погребенная почва (микулинская, согласно А.И. Москвитину, 1961), являющаяся четким рубежом между хазарскими и более молодыми отложениями.

Гипсометрическое положение прибрежных верхнехазарских отложений свидетельствует о том, что в конце позднехазарского времени имели место тектонические движения: осадки в пределах кавказского побережья подняты до 80 м; террасы деформированы не только на Кавказе, но и на Устюрте (Аристархова и др., 1971). Тектонические движения, по-видимому, происходили и в областях устойчивого прогибания, об этом может свидетельствовать отсутствие выше уровня современного Каспия верхнехазарских отложений на берегах Южнокаспийской котловины. Г.И. Рычагов (1997) считает, что погружение в районе Терско-Кумской низменности могло быть причиной возникновения там опресненной зоны позднехазарского моря – гирканского бассейна Г.И. Попова (1967, 1983).

Согласно урано-иониевым датировкам (Рычагов, 1997), возраст позднехазарского трансгрессивного этапа от 114 до 76 тысяч лет. По результатам датирования методом электронно-прамагнитного резонанса – от 140 до 85 тыс. лет (Болиховская, Молодьков, 2000). Как результаты датирования, так и наши представления о палеогеографии позднехазарской трансгрессивной эпохи, говорят в пользу большего ее временного объема, чем это принято исследователями (Федоров, 1978 и др.). Вывод Г.И. Рычагова (1997) о том, что «начало позднехазарской трансгрессии имело место около 200 тыс. лет назад, то есть совпадало с первой половиной московского оледенения», вытекает из того, что средний уровень хазарских террас кавказского побережья (относимый нами к заключительной стадии раннего хазара) им относится к позднехазарской эпохе.

Ательская регрессия

Конец хазарского этапа развития Каспия ознаменовался глубокой регрессией. В это время осушаются обширные пространства каспийского шельфа, происходит интенсивное врезание рек (Шнитников, 1956; Рычагов, 1977, 1997 и др.). Из всех континентальных образований регрессивных эпох Каспия осадки этой эпохи наиболее широко развиты и отмечаются на всех каспийских побережьях. В Северном Прикаспии это ахтубинские пески и ательские супеси и суглинки; на западном побережье – разнообразные аллю-

виальные и пролювиально-делювиальные галечники, пески и суглинки со следами субаэрального выветривания и растительными остатками; на Апшеронском полуострове – кировые образования известного местонахождения фауны и флоры Бинагады; на восточном побережье – пролювиальные галечники и суглинки п-ова Мангышлак, отложения галечно-щебнистых шлейфов Балхана и Западного Копетдага и эоловые пески Машад (Свиточ, 1991).

В Нижнем Поволжье на освобождающейся от позднехазарского (гирканского) бассейна территории развилась хорошо выраженная автоморфная почва. Судя по палинологическим данным (Гричук, 1953, 1954; Чигуряева и др., 1961; Вронский, 1965, 1970, 1976; Сорокин и др., 1983), здесь господствовали степные ландшафты с преобладанием среди растительности маревых, злаков, полыни и разнотравья, с небольшими лесными массивами вдоль русел рек и в балках. Нижнее Поволжье было освоено мустьерским человеком. В стоянке Сухая Мечетка (Волгоград) остатки древних кострищ содержат обгорелую древесину хвойных пород, кости лошади, бизона, сайги.

Эти условия сменились сильным похолоданием и континентализацией климата. Свидетелями этому на Нижней Волге являются залегающие в основании регрессивной толщи ахтубинские отложения, впервые выделенные Г.И. Горецким (1958) и отнесенные им к перигляциальной формации. Они являются прекрасным маркирующим горизонтом в нижневолжских разрезах, часто глубокими клиньями вторгаясь в нижележащие осадки. Эти клинья и морозобойные трещины в основании ахтубинских песков, сингенетичные им, являются ярким свидетельством суровых климатических условий времени их отложения, распространения постоянной мерзлоты. Согласно материалам В.П. Гричука (1954 и др.), растительность была представлена тундрово-степными ассоциациями. По данным А.И. Москвитина (1961), в ахтубинское время в Нижнем Поволжье господствовала темнохвойная тайга. Индикатором холодного сухого климата является образование в песчинках ахтубинских осадков пленки из кристаллов люблинита.

Ахтубинские осадки согласно перекрываются ательскими супесчано-суглинистыми отложениями (мощностью до 20 м) самого разнообразного генезиса, образовавшимися в континентальных условиях в Прикаспии. Иногда в них встречаются раковины моллюсков как пресноводной (*Valvata*, *Planorbis*), так и наземной экологической группы, имеющие угнетенный облик. Встречаются костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического фаунистического комплекса, включающего мамонта, лошадь, северного оленя и других животных, свидетельствующих о холодном климате ательской эпохи. Об этом же говорят и тундрово-степные спорово-пыльцевые спектры из ательских осадков (Гричук, 1954; Чигуряева, Хвалина, 1961; Москвитин, 1962). По мнению В.К. Шкатовой (2004) среднегодовая температура воздуха в Северном Прикаспии была на 2–3° ниже современной и составляла всего 5–6°. Ательская толща осложнена несколькими (до четырех) горизонтами в разной степени выраженных погребенных почв, что свидетельствует о неоднократной смене климатических условий в регионе в сторону их смягчения (потепление и увлажнение). К концу ательской эпохи климат становится теплее и мягче. Среди растительности увеличивается доля древесных пород, наряду с березой, сосной и елью появляются вяз, дуб, липа; в травяных сообществах уменьшается доля ксерофитов, появляются злаковые и разнотравье. Господствуют степные и лесостепные ландшафты.

Наши исследования на Нижней Волге не выявили границы четкого стратиграфического перерыва между ахтубинскими и перекрывающими их ательскими отложениями. Однако Г.И. Горецкий (1966) подчеркивает, что они не составляют один слой с ательскими, и иногда даже отделены от последних погребенной почвой.

Во время максимума регрессии уровень моря был, по представлениям О.К. Леонтьева (1948, 1959, 1967), на отметках около -48 – -53 м. В скважине 1 в Северном Каспии (Свиточ и др., 2007) прибрежные верхнехазарские отложения находятся на отметках около -58 м, что свидетельствует об отступании моря на большие глубины, чем определено О.К. Леонтьевым. Согласно материалам сейсмоакустического профилирования (Лохин, Маев, 1990; Маев, 1994), уровень бассейна опустился до -120 – -140 м. Каспий отступил в среднюю и южную котловины. О малакофауне этого бассейна данных нет. В нем произошли крупные фаунистические изменения: почти полностью вымерли многочисленные хазарские дидакны группы *caspa* и близкие к ней виды. Из гирканской фауны сформировались основные компоненты хвалынской фауны, предпочитающие менее соленые местообитания. По материалам изучения скважины 1, в Северном Каспии в эпоху образования этих осадков обитали еще представители позднехазарской фауны (*Didacna naliykini*), наряду с которыми встречались и элементы, составляющие более позднюю хвалынскую фауну (*Didacna subcatillus*, *D. parallella*).

Судя по большой мощности ахтубинских и ательских отложений, наличие в них не менее трех горизонтов ископаемых почв, континентальный перерыв на территории Северного Прикаспия был длитель-

ный и многофазный. Его началом является отступление с территории позднехазарского (гирканского) бассейна, что произошло, по-видимому, позже 76 тыс. лет назад. Радиоуглеродная датировка регрессивных осадков, вскрытых скважиной, составляет около 35 тыс. лет.

Хвалынская трансгрессия

Ательская регрессия сменилась «великой» хвалынской трансгрессией с самым значительным повышением уровня в неоплейстоценовой истории Каспия. В отличие от более ранних трансгрессий следы развития хвалынского моря отмечаются на всех побережьях Каспия. Особенно четко в рельефе прослеживается уровень максимального стояния хвалынского моря, располагающийся, за некоторым исключением, на отметках 46–50 м (абс) по всему периметру древнего бассейна. Площадь хвалынского моря оценивается в 950 тыс. км² (Квасов, 1975), объем бассейна – в 129 тыс. км³ (Варушенко и др., 1987).

Почти все исследователи, занимавшиеся историей Каспия, пришли к заключению о двух хвалынских трансгрессиях – ранне- и позднехвалынской, разделенных енотаевской регрессией (Федоров, 1957, 1978; Рычагов, 1977 и другие). Результаты биостратиграфического анализа, выполненного нами, показали, что раннехвалынский и позднехвалынский этапы развития хвалынской трансгрессии представляют ее трансгрессивные стадии.

Раннехвалынская трансгрессивная стадия в свой максимум достигала абсолютных отметок 48–50 м. Ее берега обстоятельно описаны в работах (Леонтьев, 1961, 1968; Леонтьев и др., 1971, 1977; Рычагов, 1977, 1997). Эти исследователи обращают внимание на большое сходство берегов раннехвалынского бассейна с морфологией берегов раннехазарского моря: преобладание абразионных берегов и широкое распространение ингрессионных форм.

Бассейн заселила сравнительно бедная фауна, корни которой прослеживаются в позднехазарском (гирканском) водоеме. Широкое распространение в раннехвалынском бассейне получило ограниченное число видов. В нем расселились многочисленные *Didacna parallella*, *D. protracta*, *D. ebersini*, *D. cristata*, *D. zhukovi*. Более редко встречались *D. subcatillus*, *D. vulgaris*, *D. praetrigonoides*; причем *D. subcatillus* и *D. praetrigonoides* в малых количествах обитали почти во всех прибрежных областях, а *D. vulgaris*, *D. umbonata*, *D. pallasii* продолжали существование только в его восточных областях в благоприятных для них экологических нишах. Такое “переживание” несвойственных для хвалынской трансгрессии видов отмечалось П.В. Федоровым (1978) и для северо-западной области, где в заливах хвалынского моря, образовавшихся в результате затопления небольших речных и балочных долин, в составе хвалынской фауны было много хазарских элементов. В основном составе фауны нет крассоидных дидакн. Отличают ее и тонкостворчатые раковины, часто небольших размеров. Состав малакофауны свидетельствует о солёности в целом для бассейна более низкой, нежели в более древних плейстоценовых бассейнах. Однако распределение солёности по площади бассейна и ее ход во времени в его различных природных областях были различными. Об этом свидетельствует и разнообразие раннехвалынских малакофаунистических ассоциаций.

Распространение *D. protracta* и *D. ebersini* приурочено в основном к территории Северного Каспия. Судя по нынешнему распространению *D. protracta*, этот вид предпочитает относительно холодные воды, обитая как на мелководье, так и на приглубых участках дна у восточных берегов Среднего Каспия. Вероятно, аналогичные условия существовали на основной акватории Северного Каспия, где солёность превышала современную на 3–4%. Его периферию освоил другой вид дидакн – *D. ebersini*, судя по его маленьким размерам и тонкостенности, сумевший приспособиться к самым опресненным (6–7‰) и холодноводным районам Северного Каспия. Подобная закономерность уже отмечалась для более древних каспийских бассейнов: близкие к катиллоидным и мелкие тригоноидные дидакны занимали их наиболее опресненные и холодноводные ниши. Катиллоидные формы приспособлены к плохой аэрации среды, ибо именно они осваивали илистые грунты в древних бассейнах. Установленные для Северного Прикаспия сообщества, отражающие определенные этапы в развитии трансгрессивных фаз, подтверждают эту закономерность: на начальных этапах трансгрессии распространение *D. ebersini*, при ее максимуме – *D. protracta* и *D. parallella*, при спаде вод – вновь *D. ebersini*. Результаты малакофаунистического анализа находятся в согласии с микрофаунистическими данными. Г.И. Кармишина и В.М. Седайкин (1978) описали в низах хвалынских отложений солоноватоводные и пресноводные остракоды, а в их средней части – только солоноватоводные. Н.Н. Найденой (1976) в осадках максимального распространения раннехвалынской трансгрессии определен комплекс остракод, близкий по составу к современному, выше по разрезу количество пресноводных видов увеличивается.

Вид *D. parallella* был распространен в сравнительно приглубых западных предгорных районах на хорошо аэрируемых песчаных грунтах. Заметная тонкостенность раковин, по-видимому, также свидетель-

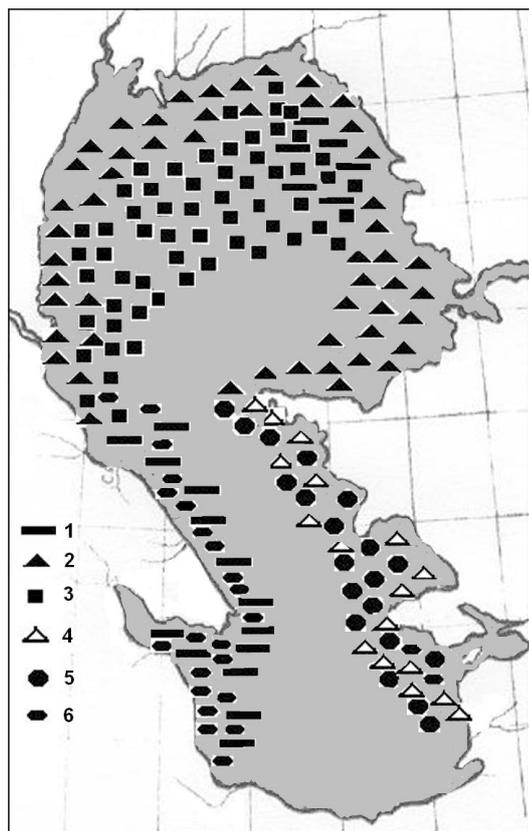


Рис. 42. Ассоциации раннехвалынских дидакн.
 1-*Didacna parallella*, 2-*D. ebersini*, 3-*D. protracta*,
 4-*D. cristata*, 5-*D. zhukovi*, 6-*D. subcatillus*

стует о пониженной солености воды (около 11‰) и их более низких температурах по сравнению с древними бассейнами и нынешним Каспием. На глинистом субстрате появлялись *D. subcatillus*, что еще раз подтверждает приспособленность катиллоидных форм к обитанию на мягких грунтах в неблагоприятном кислородном режиме. Господство в восточных районах Каспия *D. cristata* и *D. zhukovi* приурочено к разным районам: вблизи дельты обитали *D. cristata*, на открытых площадях моря в удалении от дельты – *D. zhukovi*. Соленость была ниже современной – около 10–11‰.

Первую попытку установить закономерность распределения солености в бассейне предпринял М.М. Жуков (1936), связав ее с тектонической ситуацией в регионе: в межорогеническую фазу трансгрессирует соленое море, затем в Северном Каспии наступает опреснение, вызванное тальми ледниковыми водами. П.В. Федоров (1978) соленость раннехвалынского моря оценил в 6–8‰, отметив прогрессирующее осолонение в ходе его регрессии. Г.И. Попов (1955, 1963 и др.) и Г.И. Горецкий (1966) реконструировали соленость раннехвалынского бассейна в его максимум близкой к современной. Согласно А.А. Свиточу (1967, 1977 и др.) она была около 12–13‰; по Д.Д. Квасову (1975) – 11‰. В.Я. Тобояковой (1979) соленость открытых районов Северного Каспия оценена в 8–10‰, в волжском лимане – до 5–0,5‰. А.Л. Чепальгой (Динамика..., 2002) значения солености оцениваются от 11–12‰ на основной акватории раннехвалынского Каспия до 10–5‰ в Северном Каспии, в Куринском заливе и у входа в Узбойский залив и до 5‰ и ниже – в прибрежных водах

Северного Каспия и Манычского залива. В его последних работах (2004–2011) соленость раннехвалынского Северного Каспия оценивается выше. Разные значения солености для разных областей Каспия были предположены Г.И. Рычаговым (1976, 1977 и др.), А.А. Свиточем и др. (1992, 1997, 1998), Т.А. Яниной (2005).

Фораминиферы раннехвалынской эпохи отличались исключительным однообразием и доминантной ролью слабо солоноватоводных форм. Морфология фораминифер практически неотличима от голоценовых и современных. В.В. Янко (1989) предполагает сильное опреснение раннехвалынского моря (до 7‰), причем повсеместное. Наиболее опресненные условия она реконструирует для акватории Нижнего Поволжья.

Ю.А. Лаврушиным и др. (2001) по данным изучения стабильных изотопов реконструирована соленость трансгрессивной фазы ранней хвалыни в Северном Каспии: в эстуарии или небольшом заливе она составляла 10–12‰; в обширных заливах и в открытом море достигала 20–24‰. Исследователями отмечен кратковременный момент, когда соленость открытого бассейна достигала 34‰ (!). Причину столь высокой и неравномерной солености они видят в поступлении тяжелых соленых вод из соляных куполов Северного Прикаспия. Более того, анализ волжских разрезов позволил авторам реконструировать очень быстрые, по их мнению «катастрофические», смены обстановки суша-море с резкой сменой ландшафтов. По нашему мнению, подобная палеогеографическая обстановка реконструирована Ю.А. Лаврушиным и др. (2001) из-за неправильного «посыла» для нее: шоколадные глины Нижней Волги ими тракуются как глубоководные осадки открытого моря, а переслаивание по разрезу прослоев шоколадной глины и песчаных отложений рассматривается как отражение смены глубоководных условий на прибрежные. Если трактовать условия образования шоколадных глин как ингрессионно-эстуарно-лиманные, то вопрос о катастрофически быстрых поднятиях и падениях уровня хвалынского бассейна снимается. В таком случае находит объяснение и столь необычно высокая для Каспия соленость бассейна: она может возникнуть в закрытой лагуне.

Предполагаемые нами по габитусу малакофауны низкие температуры бассейна, увеличившиеся на завершающих этапах его развития, подтверждаются палинологическими материалами. Так, в бассейне р. Урал раннехвалынская эпоха отмечена максимальным для всего позднего плейстоцена развитием лесных массивов (Яхимович и др., 1986). В начале ранней хвалыни в хвойных лесах доминировали ели, роль которых во вторую половину этого времени сократилась. На западном побережье Каспия нижнехвалынские отложения в основании разреза содержат обильную пыльцу древесных пород (дуб, вяз, ольха, береза, клен, граб, липа, сосна, ель) (Абрамова, 1974). Для более высоких горизонтов разреза характерно преобладание пыльцы травянистой (доминант – маревые) и кустарничковой растительности. Среди пыльцы древесных пород присутствует пыльца сосны (*Haploxylon* и *Diploxylon*), ели, березы, ольхи, дуба и лапины. К концу раннехвалынской эпохи климат стал более мягким. Согласно А.И. Москвитину (1962) надхвалынский сток происходил в степных условиях.

Практически всеми исследователями признается факт существования стадияльных береговых линий в эпоху существования раннехвалынского бассейна. К настоящему времени кроме максимальной на побережье Каспия выделены несколько береговых линий на отметках 34–36 (талгинская, Рычагов, 1970), 28–30, 20–22 (буйнакская, Федоров, 1956), 14–15 (туркменская, Федоров, 1957), 4–6 м. Их образование связано с трансгрессивными фазами, разделенными регрессиями, по мнению одних исследователей (Леонтьев, Фотеева, 1965; Рычагов, 1970; Чепалыга, 2006), по мнению других – задержками уровня на фоне регрессии (Федоров, 1953, 1957, 1961; Васильев, Федоров, 1961; Мякокин, 1963). Кроме описанных выше раннехвалынских террас, Г.И. Рычаговым (1977) на дагестанском побережье описаны террасы, образование которых он связывает или с задержкой регрессировавшего моря на определенной высоте, или с незначительными положительными подвижками уровня моря на фоне общей регрессии. Характерной чертой их является невыдержанность по простиранию. В.А. Ковда (1950), М.П. Брицына (1954), Архипов (1958) и Ю.М. Васильев (1961) на основе анализа строения нижнехвалынских отложений Северного Прикаспия сделали вывод о существовании двух раннехвалынских трансгрессий, разделенных регрессией, названной Ю.М. Васильевым (1961) эльтонской. А.Л. Чепалыгой (Chepalyga et al., 2008, 2009) поддерживается эта точка зрения: трансгрессивную стадию, сформировавшую террасы на отметках около 50 и 35 м, он считает раннехвалынским бассейном; стадию, оставившую террасы на отметках около 22 и 14 м, – среднехвалынским бассейном, разделенными регрессией.

Материалы изучения нижеволжских разрезов, выполненного нами, не выявили следы стратиграфического перерыва между нижней песчаной пачкой нижнехвалынских отложений и шоколадными глинами. Более того, очень часто переход между ними постепенный, по наращиванию тонких прослоев глин внутри песчаной толщи. Однако анализ скважины № 1 показал, что во вскрытых ею нижнехвалынских отложениях наблюдаются отчетливые следы регрессий моря, выраженные в прослоях крупнозернистых отложений среди глинистой толщи (Свиточ и др., 2008).

В строении разреза зафиксировано пять трансгрессивно-регрессивных фаз. Первый послеледниковый подъем уровня моря охарактеризован редкими *Didacna protracta submedia*, *D. profundicola*, *Dreissena grimmi*, *Dr. rostriformis distincta*, *Caspia baeri*, *Pseudoamnicola* sp. Вторая длительная (судя по мощности отложений) трансгрессивная фаза отмечена развитием в Северном Каспии малакофаунистической группировки, включающей на начальных этапах развития *Didacna subcatillus*, *Adacna laeviuscula*, *Theodoxus pallasi*, *Dreissena rostriformis distincta*, сменяющейся *Didacna ebersini*, *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. caspia*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*. Она сменилась глубокой регрессивной фазой: прибрежные отложения регрессивного водоема находятся на отметках около -65 м. Они включают фаунистическое сообщество, в состав которого входят единичные экземпляры *Didacna surachanica*, *D. protracta*, *D. ex gr. trigonoides* (ювенильные формы), *D. subcatillus*, многочисленные *Dreissena rostriformis distincta*, *Dr. rostriformis grimmi*, *Dr. andrusovi*, *Dr. polymorpha*, *Theodoxus pallasi*, *Micromelania caspia*, редкие *Micromelania turricula*, *M. spica*, *Pseudoamnicola* sp., *Caspia gmelini*, *C. baeri*, *Clessiniola variabilis*, обломки *Adacna laeviuscula* а также тонкостворчатых уплощенных дидакн катиллоидной группы. Особенностью этой группировки является присутствие, наряду с видами, более характерными для хвалынской фауны, единственного экземпляра позднехазарского вида *Didacna surachanica*, очевидно, переотложенного. Последовавшая затем трансгрессивная фаза, очевидно, была очень продолжительной. В разрезе скважины ей отвечают глубоководные глинистые осадки с прослоями и пятнами гидротроилита. В бассейне на начальных этапах его развития обитали преобладающие *Dreissena rostriformis distincta*, более редкие *Dr. rostriformis grimmi*, *Micromelania caspia*, немногочисленные *M. turricula*, *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus pallasi*, *Pseudoamnicola* sp., *Anisus kolesnikovii*, *Caspia gmelini*, *Didacna* sp. (обломки тонкостенных не определимых до вида раковин). В дальнейшем фауна в бассейне была редка, это были спокойные (застойные)

условия глубоководного солоноватоводного (около 12‰) трансгрессивного бассейна. Последующие фазы раннехвалынской стадии в керне малакофауны не охарактеризованы.

По-видимому, в осадках Нижней Волги отражены не все трансгрессивные фазы развития раннехвалынского бассейна. Явно выражена его максимальная фаза и следующая за ней этапность трансгрессивно-регрессивного развития бассейна на фоне тенденции к снижению уровня.

Характерной фацией Северного Каспия хвалынской эпохи являются шоколадные глины, вопрос о генезисе которых является предметом дискуссий до настоящего времени. П.А. Православлев (1901) рассматривал шоколадные глины как наиболее глубоководные осадки хвалынской трансгрессии и отметил их замещение к берегам, а также вниз и вверх по разрезу более мелководными песчаными осадками. Е.В. Шанцер (1951) считал, что накопление шоколадных глин происходило в хвалынском бассейне ниже «иловой линии» моря, где взмучивающее влияние волнения не отражалось на накоплении осадка. Подобного мнения придерживался и А.И. Москвитин (1961). К лиманно-морским осадкам шоколадные глины отнесли Г.И. Попов (1983) и В.М. Седайкин (1988). К отложениям серии лагунных террас как раннехвалынского, так и позднехвалынского возраста, их относит Е.Н. Бадюкова (2000).

Результаты наших наблюдений в Северном Прикаспии сводятся к следующему. Глубина залегания шоколадных глин разная: отметки их подошвы повышаются к северу примерно от -25 м (абс.) у Сергиевки (Астраханская обл.) до 35 м у Духовицкого (Саратовская обл.). Кровля глин несет следы размыва. Часто вверх по разрезу они замещаются маломощной толщей суглинков и супесей. Иногда на границе замещения наблюдаются проявления постоянной мерзлоты; внедрение в шоколадные глины смятых прослоев песчаного материала. Глины залегают в виде линз различной протяженности с непостоянной высотой их подошвы: так, у Светлого Яра она располагается на уровне 4 м (абс.), ниже по течению отметки поднимаются до 11 м, а еще ниже, у Райгорода, до 16 м (абс.). В основании глин размыва не наблюдается, их переход в нижележащие пески обычно постепенный. В некоторых разрезах (Светлый Яр, Копановка) наблюдается «внедрение» глин в песчаную толщу, их замещение супесчаными и песчаными осадками. Наибольшей мощности (до 10-12 м) шоколадные глины достигают в понижениях дохвалынского рельефа (Светлый Яр); наименьшей – на участках повышенной кровли подстилающих отложений (Черный Яр), иногда они отсутствуют (Каменный Яр, Соленое Займище). Малакофауна в шоколадных глинах не встречена (высокая мутность воды и плохая аэрация грунта), все ее находки приурочены к песчаным прослоям внутри слоя глин: это могут быть и самые галлофильное и глубоководные сообщества, включающие *Didacna protracta submedia*, и слабо солоноватоводные группировки из монодакт и дрейссен.

Такие характеристики шоколадных глин свидетельствуют о том, что они не являются типичными морскими осадками. Их полных аналогов не встречено в более древние трансгрессивные эпохи. Некоторое сходство с хвалынской глинистой толщей имеют ритмично слоистые гирканские (лиманного облика) отложения северо-западного Прикаспия. Интересная версия Е.Н. Бадюковой (2000, 2007) об их разновозрастном лагунном генезисе не может ответить на вопрос о происхождении достаточно глубоководной малакофауны внутри толщи глин. Особенности строения шоколадных глин и распределения в них малакофаунистических сообществ, по нашему мнению, отражают условия глубокого эстуария и лиманов, образованных Волгой, Уралом и их притоками, а также другими реками и речушками Прикаспия в условиях хвалынского подпора. По долине Волги их отложение шло вплоть до Самарских ворот, далее они замещались алевритистыми осадками.

Литологические особенности глин обусловлены обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Последнему есть как литологические свидетельства (проявления мерзлоты), так и биологические (тундрово-степная и таежная растительность, реконструированная В.П. Гричуком (1952, 1954). Ленточность шоколадных глин – также признак перигляциальных условий, согласно А.И. Москвитину (1961). Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны, очевидно, свидетельствует о высокой мутности водоема. Отложение шоколадных глин завершилось накоплением небольшого слоя суглинков и супесей, свидетельствующих об обмелении лиманов и начавшейся регрессии.

Конец раннехвалынского времени ознаменовался **енотаевской регрессией**, уровень которой оценивается О.К. Леонтьевым (1966), Г.И. Рычаговым (1977, 1997) в -43 – -45 м. С.И. Варуценко и др. (1987) предполагают снижение уровня до -64 или до -84 м. Еще большее снижение уровня – до -105 – -110 м отмечается М.Ю. Лохиным и Е.Г. Маевым (1990; Маев, 1994). Полученные нами данные по скважине свидетельствуют о снижении уровня по меньшей мере до отметок -51 м. На побережьях Каспия мы не обнаружили континентальных енотаевских отложений, однако, отметили многочисленные следы перерывов в морском осадконакоплении. На каспийском шельфе енотаевские слои выделены нами в керне скважины 1. Представлены они здесь песком алевритистым с обломками и детритом толстостворчатых и тонкоствор-

чатых раковин в нижней части; среди целых раковин – *Clessiniola variabilis*, *Micromelania turricula*, *M. lincta*, *Theodoxus pallasi* – опресненный солоноватоводный танатоценоз. Енотаевские осадки установлены на востоке Среднего Каспия (Маев и др., 1989). Это мелкоалевритовые илы с господством *Dreissena rostriformis*, редкими *Didacna protracta*, обычно характерными для раннехвалынского бассейна. Полученная по ним радиоуглеродная датировка 22230 ± 450 лет (ИВП-203) на основании малакофаунистического состава не дает твердой уверенности в ее принадлежности именно к енотаевским отложениям. Согласно пыльцевым данным (Сорокин и др., 1983) это была эпоха сухого прохладного климата.

Наступившая после енотаевской регрессии **позднехвалынская трансгрессивная стадия** в период своего максимального развития имела уровень около 0 м абс. высоты. Площадь ее достигала 661 тыс. км², объем – 93 тыс. км³ (Варущенко и др., 1987). Ее берега достаточно подробно описаны (Леонтьев, 1961; Леонтьев и др., 1977; Рычагов, 1977, 1997).

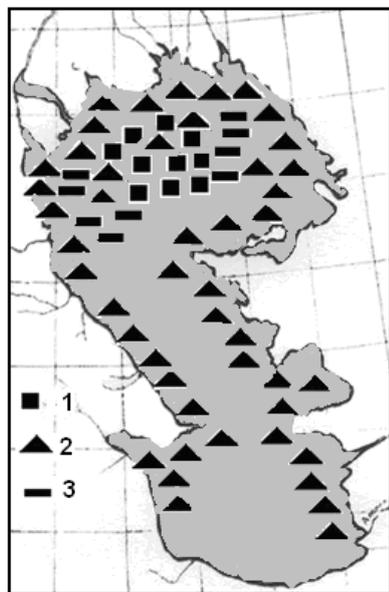


Рис. 43. Ассоциации позднехвалынских дидакн.
1-*Didacna protracta*, 2-*D. praetrigonoides*,
3-*D. parallella*

Состав дидакн, расселившихся по площади бассейна, мало отличался от раннехвалынского. Основным его отличием было господство *D. praetrigonoides*, в раннехвалынском бассейне занимавшего лишь незначительные биотопы. На последних этапах существования позднехвалынского моря в нем появляются редкие *D. trigonoides*, *D. crassa*, *D. pyramidata*. Параметры водной среды в позднехвалынском бассейне были, очевидно, более стабильны и однородны, чем в раннехвалынском. Во всех природных областях здесь широко расселились *Didacna praetrigonoides*, причем в Среднем и Южном Каспии наблюдалось господство этого вида; в Северном Каспии наряду с *D. praetrigonoides* существенную роль в биоценозах играли *D. parallella* (северо-западный сектор, придельтовые районы Волги и Урала), *D. protracta* (центральная часть Северного Каспия), *D. parallella* и *D. vulgaris* (северо-восточный сектор) (рис. 43). По материалам К.Н. Глазуновой (1971) на восточном шельфе Среднего Каспия на алевритах и алевритистых илах в позднехвалынское время (которое она неудачно назвала эльтонским) обитали многочисленные формы *D. protracta protracta* и *Dreissena rostriformis distincta*, единичные *Hypanis plicatus*. В прибрежной зоне было развито сообщество с *Didacna praetrigonoides* и *D. subcatillus*. Соленость позднехвалынского бассейна в целом была несколько выше раннехвалынского – 11–12‰; в прибрежных районах Северного Каспия уменьшалась до 3–4 ‰.

Относительное обилие моллюсков в бассейне, по-видимому, объясняется более благоприятными условиями для их жизни, в частности, более высокой температурой воды по сравнению с раннехвалынским бассейном. Об этом свидетельствуют и крупные более массивные раковины позднехвалынских видов. Благоприятное влияние на жизнь моллюсков, видимо, оказывала хорошая вертикальная циркуляция вод. Бурые и желто-бурые цвета хвалынских отложений позволяют предположить существование обстановки, благоприятствующей окислению. Состав фораминифер (Янко, 1989) говорит о более высокой солености, чем в раннехвалынском бассейне – о ее увеличении до 12–14‰. Повышение температуры воды косвенно подтверждается данными спорово-пыльцевого анализа (Абрамова, 1974; Вронский, 1963, 1974; Яхимович и др., 1986), свидетельствующими об общем потеплении в регионе.

Снижение уровня позднехвалынского моря происходило неравномерно, оно сопровождалось останковками и вторичными трансгрессиями: сартаской на абс. высоте -10 – -12 м, дагестанской на высоте -16 – -18 м, и самурской – на 3–4 м ниже уровня (Леонтьев, Федоров, 1953). Стратиграфическая обособленность дагестанской террасы отмечалась всегда (Губкин, 1914; Рейнгард, 1932; Леонтьев, Федоров, 1953). Г.И. Рычаговым (1977) был доказан ее новокаспийский возраст. Анализ малакофауны из отложений этой стадии подтвердил этот вывод (Янина, 1981). А.А. Свиточем (2011) дагестанской стадии придан статус самостоятельной голоценовой трансгрессии. Регрессивная тенденция началась, очевидно, на фоне увеличения сухости в регионе. Так, по данным Т.А. Абрамовой (1974), в нижней части верхнехвалынских осадков относительно многочисленна и разнообразна пыльца древесной растительности (сосна, ольха, береза, дуб, лещина, граб, лапина, ива) и спор (зеленые мхи, папоротники). Выше по разрезу тип спектров существенно меняется и доминирующее положение занимает пыльца травянистой (до 30% ксерофитов) и кустарничковой растительности, пыльца древесной растительности единична, споры практически от-

сутствуют. Спорово-пыльцевым спектрам конца позднехвалынского времени присуще абсолютное преобладание пыльцы травянистых ксерофитов, а среди неё полыни и маревых, что свидетельствует о распространении полупустынно-степной растительности.

Возраст хвалынской трансгрессии и ее стадий являлся и до настоящего времени остается предметом дискуссий (Геохронология СССР, 1974; Арсланов и др., 1978, 1988; Бадюкова, 2007; Каплин и др., 1972, 1977; Рычагов, 1977, 1997; Мамедов, Алескеров, 1985, 1988, 1989; Леонов и др., 2002; Безродных и др., 2004; Бадюкова, 2007; Свиточ, 1991, 2007 и др.; Чепалыга, 2004, 2006, 2008 и другие). Автор монографии также участвовала в этой дискуссии, отстаивая «молодой» возраст хвалыни (Янина, 1981; Свиточ, Янина, 1997; Свиточ и др., 1989, 1994, 1998), поэтому подробно освещать ее на этих страницах нет необходимости. В последние годы появился ряд публикаций (Леонов и др., 2002; Безродных и др., 2004; Свиточ и др., 2008, 2010; Cherpalyga et al., 2008, 2009; Arslanov, Yanina, 2008, 2010), содержащих новые данные о возрасте хвалынской трансгрессии Каспия; ряд радиоуглеродных датировок был получен по нашим материалам. В связи с этим автор считает необходимым скорректировать свои взгляды на возраст этого события.

Большой интерес представляют материалы бурения и датировки, полученные по раковинному материалу и органике из керна скважин (Безродных и др., 2004). Возраст хвалынских отложений, полученный радиоуглеродным методом, лежит в диапазоне 30 (>30) – 9 тысяч лет. Мы умышленно не приводим расчленение блока датировок на ранне- и позднехвалынские, ибо анализ фактологического материала, приведенного авторами статьи, не убеждает нас в правильности такого расчленения. В Лаборатории геохронологии Санкт-Петербургского университета Х.А. Арслановым было выполнено радиоуглеродное датирование раковинного материала, отобранного автором монографии из керна скважины №1 в Северном Каспии. Датировка нижнехвалынских *Didacna subcatillus* оказалась равной 29200 ± 1220 лет (ЛУ-5953), калиброванный возраст (значения получены на основании калибровочной программы "CalPal" Кёльнского университета 2006 года, авторы В. Weninger, О. Joris, U. Danzeglocke, сайт www.calpal.de) 33860 ± 1490 лет назад. Учитывая сложное строение толщи хвалынских осадков, вскрытых скважиной, показавшей значительную подводную часть «айсберга», а также радиоуглеродную датировку ательских осадков 34640 ± 1000 лет (ЛУ-5951), 40230 ± 1070 лет (калиброванный возраст), мы пришли к заключению о начале трансгрессивной тенденции Каспия около 35 тысяч лет назад. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, мы не имеем радиоуглеродных датировок достоверно максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадильному уровню около 22 м. Датировки, полученные нами (Свиточ и др., 2008, 2010; Arslanov, Yanina, 2008, 2010) по нижнехвалынским отложениям Манычской долины, лежат в интервале 11–12 тыс. лет. Они также не отражают время максимальной фазы трансгрессии, а датируют время существования бассейна на отметках около 22 м.

По заключению Х.А. Арсланова (Arslanov, Yanina, 2008), тонкостворчатые хвалынские раковины Маныча подверглись загрязнению более молодыми карбонатами, что привело к омоложению истинного возраста раковин. Аналогичное явление отмечено им ранее при датировании тонкостенных раковин *Didacna parallella* из нижнехвалынских отложений Дагестана. Тем не менее, трудно представить, что истинный возраст раннехвалынских раковин древний (более 40000 лет) и все количество содержащегося в них С-14 (около 23-27% от содержания в современном стандарте С-14) привнесено извне. Вследствие последующего загрязнения более молодыми карбонатами содержание С-14 в тонкостенных раковинах увеличилось от первоначального количества 10–12% до 23-25% от содержания в современном стандарте, придавая им кажущийся возраст около 11 тыс. лет. Для экспериментального подтверждения этой гипотезы нами были датированы толстостенные раковины моллюсков *Didacna praetrigonoides* из нижнехвалынских отложений Мангышлакского побережья Каспия. Были получены даты: по внешней фракции раковин 12020 ± 130 (ЛУ-5800А), калиброванный возраст 14040 ± 280 ; по внутренней фракции тех же раковин 12550 ± 210 (ЛУ-5800В), калиброванный возраст 14840 ± 450 лет. По мнению Х.А. Арсланова, отчетливо больший возраст, полученный по толстостворчатым раковинам, объясняется их меньшим загрязнением молодыми карбонатами. Внутренняя фракция толстостенных раковин более устойчива к загрязнению и полученный возраст по этой фракции ближе к реальному возрасту. Стратиграфическое положение отложений, содержащих датированные раковины моллюсков, примерно одинаковое: и на Маныче и на Мангышлаке они отвечают стадильному уровню около 20-22 м. Приводимая Ю.Г. Леоновым и др. (2002) радиоуглеродная дата 13225 ± 65 , полученная новейшей методикой (AMS) датирования по раковинам из разреза Средняя Ахтуба, также датирует этот стадильный уровень.

Таким образом, автор монографии пришла к заключению о начале хвалынской трансгрессии Каспия примерно 35 тысяч лет назад; о трансгрессивной фазе с отметками 20–22 м примерно 14 тысяч лет назад (радиоуглеродный возраст 12–13 тысяч лет).

4.3.2. Понт

Карангатская трансгрессия

В Черноморском регионе в начале позднего плейстоцена предкарангатское понижение уровня сменилось карангатской трансгрессией. Ее отложения распространены широко, и поэтому палеогеография этого бассейна достаточно полно изучена (Андрусов, 1903, 1904, Архангельский, Страхов, 1938; Горечкий, 1959, 1970; Невеская, 1965; Невеская, Ильина, 1966; Федоров, 1963, 1977, 1978; Коюмджиева, 1964; Джанелидзе, 1975; Мамаладзе, 1975; Островский и др., 1977; Чепалыга, 1980, 1997; Чепалыга и др., 1989; Попов, 1983; Геология шельфа..., 1983, 1984; Григорьев и др., 1985; Зубаков и др., 1982; Зубаков, 1986, 1987; История геологического развития..., 1988; Долуханов, 1988; Янко и др., 1984, 1990; Крыстев и др., 1990; Маркова, Михайлеску, 1990; Михайлеску, 1990; Несмеянов, Измайлов, 1995; Свиточ и др., 1998, 1999, 2000, 2001; Динамика ландшафтных..., 2002; Dodonov et al., 2000 и многие другие).

Все исследователи черноморского плейстоцена единогласны: карангатская трансгрессия – значительная веха в истории Черного моря, крупная межледниковая трансгрессия с наивысшей в плейстоцене соленостью. Анализ карангатской малакофауны и ее распределения в разрезе (главы 5 и 6) показал, что трансгрессия развивалась двумя трансгрессивными стадиями, разделенными регрессией – собственно карангатской и тарханкутской, охарактеризованными одноименными фаунистическими комплексами, в составе которых различно содержание стеногалинной и эвригалинной групп моллюсков.

Карангатская стадия трансгрессии была двухфазной. В раннюю фазу ее развития – тобечикскую (Невеская, 1965) – в области Черного моря распространились виды, свойственные для него и в наши дни (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Paphia* и др.). Поскольку осадки этой трансгрессивной фазы в основном вскрыты бурением и очень редко встречаются в области современной суши, следует предположение об отрицательных отметках уровня карангатского бассейна в эту фазу его развития. Палеомагнитные исследования выявили в тобечикских слоях аномальный эпизод Блейк (Dodonov et al., 2000). ЭПР датировки расположились в интервале 121–127 тыс. лет. Отмечаются находки млекопитающих шкурлатовского комплекса (Динамика ландшафтных..., 2002).

С продолжающимся развитием средиземноморской трансгрессии и поступлением ее вод в Черноморскую котловину, наступила вторая фаза трансгрессии – собственно карангатская. Состав моллюсков обогащался более соленолобными видами. В максимум трансгрессии наряду с формами, ныне живущими в Черном море, распространились стеногалинные виды, ныне здесь отсутствующие (*Cardium tuberculatum*, *Dosinia lupinus*, *D. exoleta*, *Ensis ensis*, *Barbatia barbata* и др.), свидетельствующие о солености бассейна в открытой его части около 30‰ (Невеская, 1965). Высокая соленость была характерна не только для открытой части моря, но и для южной части Азовского моря, Манычского пролива и Донского лимана. Карангатская трансгрессия отличалась также тепловодностью, о чем свидетельствует не только таксономический состав малакофауны, но и тепловодные субтропические виды диатомей (Жузе и др., 1980). Спорово-пыльцевые спектры также указывают на значительное потепление (Коренева, 1980, 1982; Вронский, 1976; Артюшенко и др., 1972, 1973).

В эту фазу трансгрессии границы моря превышали границы современного Азово-Черноморского бассейна, оно проникало на десятки километров вверх по долинам равнинных рек (в частности, по долинам Дуная и его притоков – более чем на 70–80 км, Михайлеску, 1990). По данным Г.И. Попова (1955, 1961, 1970, 1983), залив максимальной фазы карангатского моря распространялся на восток до водораздела Восточного и Западного Манычей. В нем обитали *Cerastoderma glaucum*, *Paphia senescens*, *Ostrea edulis*, *Loripes lacteus*. Серия торий-урановых датировок показала возраст максимальной (эльтигенской) стадии трансгрессии в 70–140 тыс. лет (Арсланов и др., 1975, 1983; Tcheralyga, 1998; Динамика..., 2002). А.Л. Чепалыгой (Динамика ландшафтных..., 2002) в развитии карангатской трансгрессии выделяются трансгрессивные фазы с возрастом 140–150, 125, 100 и 80 тыс. лет, разделенные регрессиями.

Вторая стадия карангатской трансгрессии – тарханкутская – охарактеризована одноименным фаунистическим комплексом, в составе которого средиземноморская малакофауна бедного видового состава, без галофильных элементов, с господствующими *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata*. Судя по распространению его осадков, тарханкутский бассейн находился внутри контуров современного Черного моря. Его соленость, очевидно, не превышала 14–15‰. Согласно А.Л. Чепалыге (Динамика ландшафтных..., 2002) тарханкутская заключительная стадия карангатской трансгрессии имеет возраст около 63 тыс. лет назад.

Для нас особый интерес представляет солоноватоводная фауна карангатского бассейна. Большинство исследователей считает, что карангатское осолонение моря привело к полному исчезновению в составе его малакофауны солоноватоводных элементов. Согласно результатам бурения (Чепалыга и др.,

1984, 1989; Михайлеску, 1990), вся дельта Дуная была морским заливом, заселенным в основном эвригалинными средиземноморскими моллюсками, а в прилегающих к дельте лиманах Ялпуг, Кахул, Катлабух и др. существовали полуизолированные лагуны солоноватоводного типа. К.Д. Михайлеску (1990 и др.) выявил здесь распространение солоноватоводной фауны, среди которой *Didacna danubica*, отмечавшиеся в составе древнеэвксинско-узунларской фауны этих районов. Это, а также находки раковин дидакн в местонахождениях карангатской фауны Таманского полуострова Тузла и Малый Кут (Свиточ и др., 1998, 2000, 2001; Янина, 2005), косы Чушка (Попов, 1973), донных осадках Керченского пролива (Андрусов, 1918; Федоров, 1978; Попов, 1983), в отложениях карангатской террасы у г. Гудаута (Эберзин, 1940; Чепалыга, Михайлеску, 1986), очевидно, свидетельствуют о «переживании» трансгрессии некоторыми древнеэвксинскими дидакнами в опресненных приустьевых районах бассейна (*Didacna pontocaspia*, *D. borishenica*, *D. danubica*), а также о проникновении через Маныч позднехазарских (гирканских) дидакн (*D. cristata*, *D. subcatillus*, *D. ex gr. protracta*, *D. subprotracta*) вслед за отступающим карангатским бассейном и расселившихся на очень ограниченных участках (рис. 44).

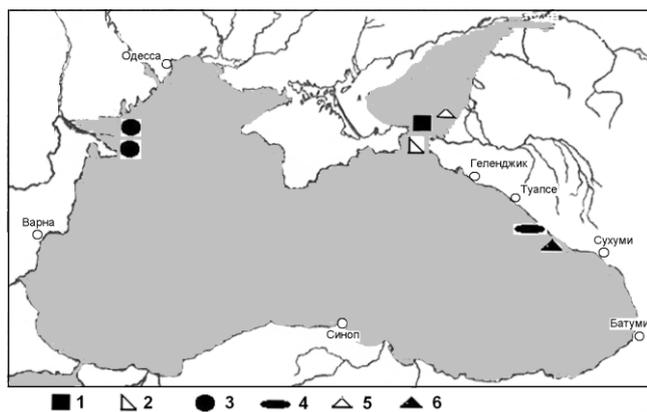


Рис. 44. Дидакны в карангатских отложениях.
1-*Didacna pontocaspia*, 2-*D. borishenica*, 3-*D. danubica*,
4-*D. subcatillus*, 5-*D. cristata*, 6-*D. ultima*

Очевидно, дидакны карангатского бассейна представляли собой две группы: (а) представители древнеэвксинско-узунларской фауны, отступившие в благоприятные для них опресненные устьевые участки рек или лиманы, где они смогли пережить осолонение бассейна; (б) вселенцы из гирканского бассейна Каспия, появившиеся в регрессировавшем карангатском бассейне. Первая группа существенно древнее.

Спад карангатской трансгрессии и начавшееся опреснение бассейна, вызванное прекращением связи со Средиземным морем, повлекли за собой обеднение малакофауны. Характер перехода от карангатского бассейна к новоэвксинскому является предметом дискуссий. По мнению П.В. Федорова (1978) это была глубокая регрессия, отложения ко-

торой отражены в Керченском проливе в виде аллювиальных и аллювиально-морских образований со смешанной морской, солоноватоводной и пресноводной фауной. Некоторыми авторами (Pffannenstiel, 1949, 1955; Bonifay, Mars, 1959) указывается возможность падения уровня до -80 – -100 м; другими (Denizot, 1949, 1951) – до -25 – -30 м. В районе Пицунды были обнаружены отложения регрессивного бассейна на отметках от -90 до -110 м (Островский и др., 1977; Балабанов, Измайлов, 1988). Последними исследователями в осадках этого бассейна отмечаются находки раковин *Didacna* sp. П.Н. Куприным (История геологического развития..., 1988) описаны мощные пачки перемытых морских отложений на северо-западном шельфе, которые он относит к посткарангату. Послекарангатские отложения представлены аллювиальными, пролювиальными и склоновыми отложениями. Виды диатомей засвидетельствовали их принадлежность к холодным слабо минерализованным водоемам. Морские условия сменились солоноватоводными, а затем пресноводными (История геологического развития..., 1988). Произошло значительное похолодание климата, на что указывают спорово-пыльцевые комплексы (условия сухих холодных степей в Причерноморье, согласно Щербакову и др., 1979).

По данным Г. И. Попова (1955, 1956, 1959, 1961 и др.) и Г. И. Горецкого (1953, 1955, 1957), в этот период черноморский бассейн пережил еще одну трансгрессию – сурожскую или аланскую, отложения которой находятся внутри современной акватории моря. Следы этой трансгрессии ими обнаружены в долине Западного Маныча и Приазовье. Терраса этого возраста описана на кавказском побережье А.Б. Островским и др. (1977) и Г.И. Поповым (1983). Осадки этого трансгрессивного бассейна, достигшего уровня -25 – -20 м, обнаружены на шельфе (Димитров и др., 1979; История геологического развития..., 1988; Куприн, Сорокин, 1982; Щербаков, 1982). Принадлежность отмеченных отложений на побережьях сурожскому бассейну не признается многими исследователями (Федоров, 1978; Невеская, 1965 и др.). Мы также считаем их выделение «искусственным». Более доказательны находки отложений подобного бассейна на шельфе, и даже в глубоководной котловине (История геологического развития..., 1988). Спорово-пыльцевые спектры указывают на потепление климата (Щербаков и др., 1979). Время существования су-

рожского бассейна оценивается в 40–25 тыс. лет назад (Щербаков, 1982).

По нашему мнению, отложения шельфа, охарактеризованные эвригалинной средиземноморской малакофауной, с размытом залегающие на карангатских, относятся к заключительной стадии карангатской трансгрессии – тарханкутской. Это было последнее проникновение средиземноморской фауны в Черноморский бассейн в позднем неоплейстоцене. В сурожском бассейне, после посткарангатского «кризиса опреснения», она не могла появиться без его связи со Средиземным морем. Материалы по палеогеографии Мраморного моря (Сағатау et al., 2009) свидетельствуют о существовании здесь солоноватоводных опресненных бассейнов между последним межледниковьем и голоценом и отсутствии какого-либо влияния на них со стороны Средиземного моря. Это подтверждает невозможность проникновения средиземноморской фауны в Черноморскую котловину.

«Умеренно теплые» спорово-пыльцевые спектры, обнаруженные в скважинах, по нашему мнению, действительно регистрируют потепление посткарангатского бассейна, очевидно, и некоторое повышение его уровня. По-видимому, этот бассейн с отрицательными отметками уровня можно назвать сурожским, но средиземноморская фауна, якобы характерная для него, в поздней плейстоценовой истории Черного моря не выделяется.

Новоэвксинский бассейн

Новоэвксинская эпоха началась с регрессивного этапа – озерной стадии с односторонним стоком черноморских вод в Мраморное море. Время его существования оценивается в 22–17 тыс. лет (Щербаков и др., 1977); 22–16 тыс. лет (Балабанов, Измайлов, 1989); около 23 тыс. лет назад (Серебрянный, 1971); 22–25 тыс. лет (Degens, Ross, 1972). К более позднему времени – 12–14 тысяч лет назад – относят максимум регрессии А.Б. Островский и др. (1977). Минимальный уровень Черного моря во время регрессии оценивается в -80 м (Щербаков и др., 1977); -90 м (Федоров, 1978), в -100 – -110 м (Островский и др., 1977); до -140 – -150 м (Rayan et al., 1997).

Большинством исследователей предполагается полная изоляция озерного новоэвксинского регрессивного бассейна. По мнению Д.Д. Квасова (1975) новоэвксинский бассейн был сточным озером-морем на отметках около -100 м. По данным (Sholten, 1974) врез долины Босфора достигает 100 м, что свидетельствует либо о постоянном одностороннем сбросе воды из новоэвксинского бассейна, либо о его кратковременной изоляции. Признаков сероводородного заражения нет. По данным изотопии стронция и кислорода химические условия морского бассейна начались около 9,4 тыс. лет назад. В интервале времени с 25 до 9,4 тысяч лет назад геохимический анализ состава воды показывает влияние на бассейн только пресных вод и отсутствие какого-либо морского влияния. Соленость, благоприятная для расселения морских (средиземноморских) моллюсков образовалась около 7,5 тысяч лет назад (Major et al., 2006). По данным анализа динофлагеллят новоэвксинский трансгрессивный бассейн был солоноватоводным, с соленостью 7–12‰ (Marreta, 2009). Морские условия возникли, согласно материалам этого анализа, около 9,3 тыс. лет назад.

На месте черноморских котловин, континентального склона и нижней части шельфа существовал пресноводный водоем, заселенный малакофауной, резко отличной от предшествующей средиземноморской – ранним новоэвксинским подкомплексом, в составе которого пресноводные виды *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Valvata piscinalis* и др. Детальная реконструкция палеогеографических условий и характер развития берега в период наибольшей регрессии принадлежит П.А. Каплину и Ф.А. Щербакову (1983, 1986). Азовское море в период наибольшей регрессии представляло собой низменную прибрежную равнину, пересекаемую долиной Дона. Устье р. Дона располагалось на 50 км южнее Керченского пролива, а устье рек Днепра и Дуная в 200 км от современного положения. На осушенных участках шельфа и Азовского моря и низменных побережьях располагались ландшафты, близкие к перигляциальным. Вся территория северо-западного шельфа представляла собой в основном озерно-аллювиальную равнину (Куприн и др., 1975; Осадконакопление..., 1978). Отмечены значительные переуглубления рек (Соколов, 1895; Федоров, 1963; Островский, 1967; Варущенко, 1975; Скиба и др., 1975 и др.). Произошло слияние устьевых частей рек Днепра, Днестра и Дуная с образованием огромного каньона и единой дельты.

Флора диатомовых (Забелина, Щербаков, 1975) является свидетелем сильного похолодания. По данным (Шимкус и др., 1977; Degens, Ross, 1972), наибольшее похолодание в регионе наступило 22-23 тыс. лет назад. Холодный и сухой климат реконструирован по спорово-пыльцевым данным (Тумаджанов, Гогичайшвили, 1969; Гричук, 1970; Шатилова, 1967; Артюшенко, 1972; Beug, 1967; Vozilova, 1973; Вронский, 1977; Комаров, 1979; Пахомов, 1993 и др.). На холодные климатические условия указывают и находки в отложениях костных остатков песцов, белых куропаток и северных оленей (Хрусталева, Щербаков, 1974).

Согласно И.П. Балабанову и Я.А. Измайлову (1989) с 16 до 12,5 тыс. лет назад отмечался подъем уровня. С.И. Варущенко (1975) выделяет этот этап развития бассейна как средненовоэвксинский с подъемом уровня до -45 м, которому в северо-западной части Черноморского бассейна соответствует подводная терраса. Исследователи (Джанелидзе, 1980; Балабанов, Измайлов, 1988; Динамика ландшафтных... Valabanov, 2006; Мурдмаа и др., 2006) отмечают довольно сложную трансгрессивно-регрессивную ритмику новоэвксинского бассейна, зависящую от соотношения составляющих водного баланса, а также от функционирования Манычского и Средиземноморско-Черноморского проливов. Заключительная трансгрессивная фаза новоэвксинской стадии, в ходе которой уровень поднялся до -25 м, датирована в 9,8 тыс. лет назад (Ковалюх и др., 1977; Valabanov, 2006). Начало интенсивной новейшей трансгрессии с накоплением единой трансгрессивной серии осадков, по (Щербаков и др., 1977; Осадконакопление..., 1978) относится к интервалу 12–15 тыс. лет назад. Поздненовоэвксинский (12–9 тыс. лет; уровень -45 – -30 м) бассейн, охарактеризованный подводной террасой, выделяет и С.И. Варущенко (1975). И.О. Мурдмаа и др. (2006) в эпоху 18–17 тыс. лет назад выделяют Антский бассейн, уровень которого к 13 тыс. лет назад поднялся до -30 м, что связывается авторами со сбросом хвалыньских вод и интенсивным таянием последнего ледникового щита.

Новоэвксинская трансгрессивная стадия достигла наибольшего уровня в -15 – -20 м (Федоров, 1982); по данным (Горецкий, 1970; Палатная, 1982) он мог достигать отметок, близких к современным. Верхняя граница распространения песчано-галечных и ракушечных береговых форм новоэвксинского возраста в северной части Черного моря не превышает -29 – -30 м (Щербаков, 1983).

Новоэвксинский бассейн был заселен солоноватоводной фауной, причем большую часть из моллюсков составляли слабо солоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna*, *Dreissena*. Характерно полное отсутствие эвригаллиных средиземноморских видов. Наши исследования на шельфе Болгарии показали распространение здесь в новоэвксинскую эпоху господствовавших *Dreissena polymorpha*, *Clessiniola variabilis*, более редких *Dreissena rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *Theodoxus pallasi*, *Caspia gmelini*, *Lithoglyphus naticoides*, *Monodacna caspia*; иногда отмечается примесь *Viviparus* sp. В Керченском проливе новоэвксинская фауна представлена каспийскими и пресноводными моллюсками: *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Micromelania caspia*, *Viviparus duboisianus*, *Lithoglyphus naticoides*, *Valvata piscinalis*, с господством солоноватоводных видов. Для верхней части глиен характерно почти постоянное присутствие мелких *Cerastoderma glaucum* (Попов, 1973, 1983).

Это свидетельствует о сильном опреснении водоема. Происхождение новоэвксинской фауны П.В. Федоров (1978) и др. связывают с древнеэвксинским бассейном, наиболее эврибионтные элементы которого, пережив карангатское осолонение в устьях рек, впадающих в Черноморскую котловину, смогли расселиться в новоэвксинском бассейне. Зоологи (Мордухай-Болтовской, 1970 и др.) утверждают, что в том случае, если бы в современном бассейне существовали остатки древнеэвксинской фауны, видовой состав каспийской фауны двух бассейнов (Каспийского и Азово-Черноморского) сильно бы различался: изоляция является мощным фактором видообразования, тем более что каспийские виды имеют широкую индивидуальную изменчивость, склонность к образованию экологических и географических форм, и уже в пределах современного Азово-Черноморского бассейна существуют подвиды, занимающие разные ареалы. Нынешняя каспийская фауна, по их мнению, в Азово-Черноморском бассейне существует с самого конца плейстоцена, и поэтому виды в двух изолированных бассейнах близки.

Г.И. Поповым (1983) предполагается, что раннехвалыньские каспийские моллюски (кроме дидакн), обитавшие в сурожском трансгрессивном бассейне, пережили его в лиманах, а затем расселились в новоэвксинском бассейне. Этим же он объясняет и развитие хвалыньских остракод в новоэвксинском бассейне.

По нашим представлениям, те редкие дидакны, которые еще существовали в карангатском море в опресненных лиманах, в новоэвксинском бассейне, в условиях практически полного опреснения водоема, прекратили свое существование. Редкие раковины дидакн хвалыньского вида *D. ebersini* (?), встречающиеся в новоэвксинских осадках, свидетельствуют о сбросе хвалыньских вод в этот бассейн. Столь ограниченное распространение дидакн в нем, очевидно, было вызвано как сильным опреснением хвалыньских вод в Манычском проливе, миновать который смогли лишь представители одного вида, так и неспособностью этого вида приспособиться к обитанию в новых экологических условиях. Представители же слабо солоноватоводной фауны свободно преодолели Маныч и расселились в новоэвксинском водоеме. Примечательно, что П.В. Федоровым (1963) среди моллюсков указана *Didacna moribunda*. В нем определены и хвалыньские виды остракод (Попов, Супрунова, 1977) и фораминифер (Янко, 1989).

Количественные и изотопные данные по сульфату, полученные С.Д. Николаевым (1995), подтвердили, что во время накопления осадков нижних слоев новоэвксинского бассейна водоем был практически

пресным. Но около 15,6 тыс. лет назад отмечено поступление средиземноморских вод, богатых сульфатом с характерным для него «тяжелым» изотопным составом. Появлением в составе малакофауны каких-либо самых эвригалинных средиземноморских элементов, согласно нашим данным, это событие не отмечено. Однако, в прибосфорском районе моря В.В. Янко (1989) обнаружены средиземноморские фораминиферы. Продолжалось это несколько сот лет; после чего бассейн вновь распреснился. Около 13,5 тыс. лет назад в него вновь стали поступать средиземноморские воды, распространявшиеся в силу своей большей плотности сначала в придонной части. Объем поступающих вод был еще незначителен относительно массы вод моря, чтобы заметно отразиться на солености поверхностных вод и на изменении состава малакофауны. В глубоководных же осадках этого периода резко возросло содержание сульфата, увеличились значения его изотопного состава. В системе $\text{SO}_4^{2-} - \text{H}_2\text{S}$ возникла изотопная инверсия. Интенсивно накапливался гидротроилит. Значительного притока каспийских вод за последние ≈ 17 тыс. лет С.Д. Николаевым (1995) по изотопным данным состава сульфатной серы в западной халистазе не отмечено. В то же время им не опровергается возможность поступления незначительного объема каспийских вод в восточную часть моря. По данным С.Д. Николаева и др. (1980) заключительные этапы существования новоэвксинского бассейна датируются около 9 тыс. лет назад.

Находки морских форм диатомовых водорослей позволили предположить периодическое кратковременное поступление средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн в эпоху его трансгрессивного поднятия (Забелина, Щербатов, 1975). Резкое изменение водного баланса в пользу средиземноморских вод произошло, по мнению этих исследователей, 7–8 тыс. лет назад. По данным (Андреева и др., 1979) первое вторжение средиземноморских вод произошло около 9 тыс. лет назад. Согласно материалам по юго-западной части Черного моря А.Е. Аксу и др. (Aksu et al., 2006), отмечено два этапа сброса новоэвксинских вод в Мраморное море – около 16 тыс. и около 10 тыс. лет назад. Средиземноморские воды проникли в новоэвксинский бассейн около 8,4 тыс. лет назад; двусторонний обмен с этим морем начался около 7,5 тыс. лет назад.

К рубежу 8–9 тыс. лет назад уровень моря достиг отметки примерно -30 м. Трансгрессия подтопила долины рек, в результате чего аллювиальные и озерные отложения выполнили значительную часть Азовской котловины. Значительно потеплело. В истории Понта начался черноморский этап его развития.

4.3.3. Маныч

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Манычской долины, в начале позднего плейстоцена в максимум развития карангатской трансгрессии в ней существовал ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Распространение в его осадках представителей карангатской фауны – *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Chlamys glabra*, *Ostrea edulis*, *Paphia senescens* – свидетельствует о довольно высокой солености вод залива, примерно равной современной солености Черного моря (около 18–20‰). Вершина карангатского залива находилась у устья р. Калаус. Судя по преимущественному распространению *Cerastoderma glaucum* и исчезновению более солонолюбивых видов моллюсков, воды залива здесь были опреснены довольно сильно (до 10‰).

Г.И. Поповым (1983) определены два этапа ингрессии карангатского моря, во втором из них ингрессия увеличилась. По-видимому, одновременным более раннему этапу был залив позднехазарского бассейна, имевшего низкие отметки уровня. Второму этапу ингрессии отвечало развитие второй стадии позднехазарской трансгрессии – гирканской, образовавшей довольно глубокий залив в долине Восточного Маныча. В эпохи спада вод карангатского бассейна и сокращения ингрессионного залива в пролив со стороны Каспия ингрессировали гирканские воды, вместе с которыми расселялись *Didacna cristata*, *D. parallella*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*. Ближе к устью Дона в составе моллюсков появлялось много пресноводных видов. Гирканский пролив, согласно обитавшей в нем малакофауне, имел соленость 8–10‰. Его воды распреснялись впадающими в него реками, ручьями и прочими пресными водотоками. Опреснение не было достаточно сильным, о чем свидетельствует сравнительно невысокий процентный состав пресноводных видов. Водный поток из Каспия не был существенным, судя по его влиянию на фаунистический облик карангатского бассейна Понта.

Регрессия карангатского моря и сток в него вод гирканского бассейна произошли в эпоху значительного похолодания. Судя по материалам Г.И. Горецкого (1953), в составе семенных флор наряду с *Salvinia natans*, *Azolla interglacialica*, часто встречаются *Bryales*, *Picea* – спутники ледниковых флор. В конце гирканского века в долине Маныча возникло огромное озеро, названное Г.И. Горецким (1953) Буртасским. Судя по постепенному переходу гирканских отложений в буртасские озерные, озерные условия

сменили гирканский пролив постепенно, по-видимому, при обильном поступлении пресных вод. В начале своего существования Буртасское озеро было проточным, что доказывается распространением в нижней части его отложений реофильных пресноводных моллюсков *Lithoglyphus naticoides*, *Viviparus duboianus* и др. Сток был направлен от Каспия к Черному морю. Уровень воды в озере был примерно на 20 м выше уровня современного моря (Горецкий, 1953). Большие массы пресной воды, по-видимому, были связаны с ранневалдайским похолоданием (оледенением?). О синхронности этих событий могут свидетельствовать ледяные клинья в нижней части долины р. Сал, выполненные аллювием II надпойменной террасы (Горецкий, 1966). Вода в озеро могла поставляться и кавказскими ледниками по рекам Калаусу и Егорлыку.

Буртасское озеро существовало долго, судя по мощной толще его осадков (до отметок 40–45 м). В верхней части буртасских отложений на Доно-Сало-Маньчском междуречье развиты погребенные почвы лугово-болотного типа, свидетельствующие о колебаниях уровня озера. В нем обитали моллюски *Dreissena polymorpha*, *Pisidium amnicum*, *Sphaerium rivicola*, *Sph. solidum*, *Theodoxus fluviatilis*, *Unio pictorum*, *Valvata piscinalis*, *Bithynia leachi*, *Planorbis spirorbis*, *Pl. planorbis*, *Galba palustris*, а также пресноводные остракоды. В озерных осадках определена пыльца хвойных (Горецкий, 1958).

Буртасское озеро начало свое развитие в заключительный этап гирканского стока. При регрессии гирканского бассейна причиной существования озера, по мнению Г.И. Попова (1983), было погружение Маньч-Гудиловского прогиба, ограниченного склонами Сальского и Зунда-Толгинского поднятий. Озеро стало бессточным. Каспий в эту эпоху находился в состоянии глубокой (ательской) регрессии. В Черноморской котловине развивалась посткарангатская регрессия.

Открытие пролива состоялось в раннехвалынскую эпоху, после достижения уровнем Каспия отметок около 50 м. Об этом свидетельствуют геоморфологическое строение Маньчской депрессии, а также палеонтологическое содержание ее отложений. В настоящее время этот факт в истории Маньча признается всеми без исключения исследователями каспийского и черноморского плейстоцена. Однако по другим вопросам, касающимся этого этапа плейстоценовой истории, а именно: время и длительность функционирования пролива, его гидрологические характеристики, палеогеографическая ситуация в смежных регионах, единства во мнениях среди исследователей нет.

Так, суждения о катастрофическом сбросе водных масс в котловину Понта из хвалынского Каспия высказаны Д.Д. Квасовым (1975), Ю.Г. Леоновым и др. (2001), А.Л. Чепалыгой (2004, 2005, 2006). По мнению Г.И. Горецкого (1958, 1966), Г.И. Попова (1983), И.В. Менабде и др. (1991), А.А. Свиточа (Свиточ и др., 2010, 2011) это был далеко не катастрофический процесс, приведший к выработке профиля равновесия с уклонами, характерными для равнинных рек.

Согласно материалам наших исследований, первый этап развития пролива был эрозионный. Воды раннехвалынского бассейна, достигшего уровня Маньчского порога, проложили себе путь к Черноморской котловине в буртасских озерных отложениях и перекрывающих их субазральных осадках. Об этом этапе развития пролива свидетельствуют сохранившиеся в наши дни ложбины стока и грядовый рельеф Маньчской долины. Нами не были обнаружены хвалынские осадки этого этапа развития пролива – абескунские, по Г.И. Горецкому (1953). Однако, им и Г.И. Поповым (1983) отмечены редкие находки этих отложений с единичными тригоноидными дидакнами, перекрывающих буртасские образования и отвечающих максимальной фазе развития раннехвалынской трансгрессивной стадии. Возможно, этому этапу отвечает толща нижнехвалынских отложений у хут. Маньч-Балабино, в которой многочисленны переотложенные раковины бакинских, древнеэвксинских, раннехазарских, карангатских и гирканских моллюсков, что свидетельствует об активной эрозионной деятельности Маньча, а присутствие значительного количества раковин пресноводных видов (*Unio*, *Viviparus*, *Sphaerium* и др.), большей частью реофилов, – о большом вкладе речных вод в хвалынский Маньчский пролив.

Второй этап развития пролива, очевидно, был аккумулятивный, отложивший тонкие осадки между грядами и сформировавший террасу на высоте 22–25 м. Отложения и малакофауна этого этапа нами изучены в обнажениях у Чограйской плотины, у с. Зунда-Толга, на о. Левом и др. Отложения, залегающие на более низком гипсометрическом уровне, отражают условия спокойного, иногда застойного, водоема, с господством среди раковин моллюсков *Hypanis plicatus*. Верхняя часть нижнехвалынского разреза (обычно сортированные пески) отражает более динамичную обстановку осадконакопления. Среди моллюсков встречаются *Didacna ebersini*, *D. protracta*, *D. subcatillus*, *Monodacna caspia*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus*, *Dreissena polymorpha*, *Dreissena rostriformis distincta*. Геологическое строение разрезов отмечает последовательную смену гидрологической обстановки в проливе от спокойного (застойного) режима к мелководному слабо проточному и весьма динамичному проточному. Такое строение отложений указывает на ингрессионный тип пролива: проникновение вод в выработанную долину, и постепенное усиление

потока. Очевидно, что такого типа пролив мог возникнуть при трансгрессивной стадии раннехвалынского бассейна до отметок около 22 м, произошедшей после фазы регрессии его максимальной стадии; или же при поднятии уровня после длительной его задержки на этих отметках. Строение разреза хвалынских осадков, вскрытых скважиной № 1 в Северном Каспии, свидетельствует о фазе регрессии после накопления отложений максимальной стадии.

Представления по вопросу о солености вод Манычского пролива в хвалынскую эпоху варьируют от сильно опресненных тальми ледниковыми водами (Квасов, 1975; Федоров, 1978) до солоноватых с нормальной каспийской соленостью (Менабде, Свиточ, 1990; Чепалыга, 2006; Янина, 2005, 2006), опреснявшихся речным стоком. Выполненный нами сравнительный анализ таксономического состава фаунистических сообществ в различных их местонахождениях свидетельствует о том, что в Манычский пролив в аккумулятивный период его развития поступали воды раннехвалынской трансгрессии с соленостью 11–12‰, близкой солености современного Среднего Каспия (распространение *Didacna protracta*). К западной части пролива они были опреснены впадающими в него водотоками.

Что касается первого, эрозионного, этапа развития пролива, по-видимому, из дидакн в нем были распространены *Didacna ebersini*, найденные как в абескунских слоях Г.И. Горецким и Г.И. Поповым, так и нами в местонахождении Маныч-Балабино. Здесь же господствовали дрейссены, слабо солоноватоводные виды монодакн и адакн. Ископаемые сообщества моллюсков указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия в Черноморскую котловину. Очевидно, до наиболее западных участков пролива могли мигрировать лишь виды, наиболее приспособленные к неблагоприятным условиям среды – опреснению, мутности воды и т.п., вызванными стоком вод рек и ручьев, впадающих в Манычский палеопролив. Об опресненной обстановке свидетельствуют и многочисленные пресноводные реофилы, находящиеся в совместном залегании с солоноватоводными видами. В устье Дона и Азовской котловине солоноватоводная каспийская фауна исчезает, уступая место слабо солоноватоводным и пресноводным видам. Исключение составляют редкие тригоноидные дидакны (*Didacna moribunda*=*D. ebersini*?), отмеченные по материалам бурения в новоэвксинских отложениях Керченского пролива и в Азовском море (Андрусов, 1918; Семенов, Сиденко, 1979).

Согласно представлениям ряда исследователей (Попов, 1955, 1957, 1977; Менабде, 1989; Менабде, Свиточ, 1990; Рычагов, 1997; и др.), раннехвалынская трансгрессия Каспийского моря сбрасывала свои воды по Манычскому проливу в сурожский трансгрессивный бассейн Черного моря. Оно поддерживалось в более ранних работах и автором монографии (Свиточ и др., 1998; Янина, 2000). П.В. Федоровым (1978) высказано мнение о стоке хвалынских вод в эпоху глубокой послекарангатской регрессии. Автором монографии после тщательного анализа малакофауны из местонахождений Маныча (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006; Янина, 2005, 2006) сделан вывод о впадении хвалынского Маныча в новоэвксинский бассейн. Подобная точка зрения высказана в настоящее время в работах (Чепалыга, 2004, 2005, 2006, 2007; Чепалыга, 2006, 2007; Свиточ, 2005, 2006, 2007, 2008; Svitoch, 2006, 2007 и др.).

Не имеет единой точки зрения и вопрос об «абсолютном» возрасте хвалынского пролива. Поскольку он тесно связан с проблемой возраста максимальной стадии хвалынской трансгрессии, все нерешенные проблемы перенесены и на него.

Нами продатирован ряд образцов раковин моллюсков (табл. 28). Даты с индексом ЛУ получены радиоуглеродным методом Х.А. Арслановым (Лаборатория палеогеографии и геохронологии СПбГУ), им же определен калиброванный возраст; с индексом МГУ – тем же методом О.Б. Паруниным (Географический факультет МГУ); с индексом GrA – методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) Й. ван дер Плихтом (Университет г. Гронингена, Голландия; калиброванный возраст рассчитан Я.В. Кузьминым). Продатированы в большинстве раковины, отвечающие второму этапу развития пролива

Таблица 28. Датировки хвалынских отложений Маныча

Местонахождение	Номер образца	Вид раковин	Возраст ¹⁴ C	Калиброванный возраст
Зунда-Толга	ЛУ-5725	<i>Didacna protracta</i>	10670±140	12570±170
Зунда-Толга	ЛУ-5726	<i>D. ebersini</i>	11420±220	13320± 220
Зунда-Толга	GrA-33717	<i>D. ebersini</i>	12740±50	14030 - 14670
Чограй	ЛУ-5768	<i>Hypanis plicatus</i>	11470±180	13360±200
Левый остров	ЛУ-5769	<i>Didacna protracta</i>	10930±370	12750±460
Маныч-Балабино	МГУ-1491	<i>D. ebersini, Monodacna caspia</i>	14300±680	
Маныч-Балабино	МГУ-1489	<i>D. ebersini, Monodacna caspia, Cerastoderma glaucum</i>	25690±300	

По заключению Х.А. Арсланова (Arslanov, Yanina, 2008) датировки, выполненные в его лаборатории, несколько омоложены. Учитывая его поправки, а также опираясь на AMS-датировку, можно датировать аккумулятивный этап хвалынского Манычского пролива временем около 12,5–12,7 тыс. лет (C^{14} даты) или около 14,3–14,8 тыс. лет назад (календарный возраст). Раннему этапу предположительно отвечает малакофаунистическое сообщество из местонахождения Маныч-Балабино. Если это так, то он датируется временем около 14,3–14,5 тысяч лет (радиоуглеродный возраст); календарный возраст не рассчитан, но он будет несколько древнее 16 тыс. лет назад. Примечательно, что дата, полученная только по каспийским хвалынским раковинам – 14300 ± 680 лет, существенно отличается от даты, полученной по смеси этих же раковин с черноморскими *Cerastoderma glaucum* – 25690 ± 300 , что подтверждает сделанный нами вывод (Свиточ, Янина, 2001; Янина, 2005, 2006) о смешанном составе танатоценоза и о разновозрастности хвалынских и «сурожских» моллюсков.

Таким образом, начало позднего плейстоцена (ИКС 5) – теплая межледниковая эпоха – в Каспии было отмечено его регрессивным состоянием, сменившимся в первую фазу межледникового похолодания и увлажнения (Болиховская, 1995) первой стадией позднехазарской трансгрессии – тепловодным солончатобассейном с отрицательными отметками уровня, заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе в начале позднего плейстоцена послеузунларское понижение уровня сменилось крупной межледниковой карангатской трансгрессией с наивысшей в плейстоцене соленостью, с широким развитием стеногалинной средиземноморской малакофауны. В долине Маныча она образовала ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием.

Регрессия раннего позднехазарского бассейна, по-видимому, произошла в термоксеротическую стадию (Болиховская, 1995) межледниковья. В условиях сменившего ее похолодания конца межледниковья получила развитие вторая позднехазарская трансгрессивная стадия – гирканская, образовавшая глубокий залив (возможно, лиман) в долине Восточного Маныча. Продолжающееся похолодание, приведшее к ледниковой эпохе, привело к регрессии карангатского моря, но «поддержало» гирканский трансгрессивный бассейн, чьи воды ингрессировали в долину Маныча, а затем и в Азовскую котловину. Регрессивная тенденция карангатского моря была осложнена трансгрессивным тарханкутским бассейном с отрицательными отметками уровня. Возможно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, расплывшего бассейн. Наши представления о палеогеографии как карангатской, так и позднехазарской трансгрессивных эпох, произошедших в эемское (микулинское) межледниковье, говорят в пользу большего его временного объема (ИКС 5), чем это принято большинством исследователей.

Пик ранневалдайского похолодания (ИКС 4), очевидно, вызвал регрессию в Каспии: в Нижнем Поволжье этой эпохе отвечают ахтубинские слои с проявлением мерзлоты (клинья, трещины, котлы) в основании. Сменившие их ательские субаэральные осадки, судя по их мощности, образованию нескольких (до четырех) горизонтов погребенных почв, свидетельствуют о длительной эпохе их накопления. А тундровостепные спорово-пыльцевые спектры (Гричук, 1954; Москвитин, 1961 и др.), костные остатки мамонта и северного оленя – о холодном климате ательской эпохи, с неоднократной, судя по нескольким ископаемым почвам, его сменой в сторону смягчения (потепления и увлажнения). Часть ательских отложений, очевидно, накапливалась одновременно с развитием хвалынской трансгрессии: в строении ядра скважины 1 в Северном Каспии отмечены трансгрессивные фазы, отложения которых скрыты под уровнем моря. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртасской толщи Маныча (Москвитин, 1961; Федоров, 1978; Попов, 1983), также большой мощности, с горизонтами погребенных почв.

Внутривалдайский межстадиал (ИКС 3), с которым ряд исследователей (Попов, 1983 и др.) связывает сурожскую трансгрессию Понта, по нашим реконструкциям, отразился подъемом уровня и распространением в бассейне умеренно теплолюбивых видов диатомей и микрофауны, а на его побережьях сменой ландшафтов на межстадиальные. Однако распространения в бассейне морских моллюсков, которое связано с притоком средиземноморских вод, не было. В Каспии также отмечался подъем уровня – начало раннехвалынской стадии хвалынской трансгрессии. В бассейне расселилась малакофауна, корни которой прослежены в гирканском водоеме, преимущественно *Didacna subcatillus*. Облик раковин (относительная толстостенность по сравнению с более поздней хвалынской фауной), экологические характеристики видов указывают на невысокий уровень бассейна и его сравнительную тепловодность. Можно сделать вывод, что как Каспий, так и Понт, прореагировали на усиление стока в бассейны в результате межстадиального потепления климата подъемом их уровня – развитием трансгрессий каспийского типа (сурожской – в Понте и ранней раннехвалынской – в Каспии).

Холодный сухой климат максимума поздневалдайского похолодания (ИКС 2) привел к глубокой

регрессии в Понте – изолированному пресноводному ранненовоэвксинскому бассейну. В Каспии он, очевидно, вызвал регрессивную стадию раннехвалынского бассейна (эльтонскую?), после которой, в условиях деградации оледенения, началась максимальная фаза раннехвалынской трансгрессивной стадии. Трансгрессия каспийского типа началась и в Эвксине, однако, его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящийся в регрессивном состоянии Средиземноморский бассейн. Раннехвалынская максимальная фаза трансгрессии, достигнув уровня Маньчского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в новоэвксинский бассейн. В Каспии сброс вод по Манычу вызвал падение уровня раннехвалынского моря. Его новый подъем выше 22 м привел к ингрессии каспийских вод в уже разработанную на первом этапе функционирования пролива долину и следующему этапу их стока в новоэвксинский водоем. Поступление каспийских вод, наряду с «каспийским» развитием новоэвксинского водоема, привели к подъему уровня последнего – новоэвксинской трансгрессивной фазе, «подпертой» начавшейся трансгрессией Средиземного моря. О близком уровне этих бассейнов свидетельствуют показатели кратковременного поступления морских вод в новоэвксинский водоем (Николаев, 1995; Янко, 1989). На эпоху развития новоэвксинской трансгрессии Понта приходится и позднехвалынская достаточно кратковременная трансгрессивная стадия Каспия, развивавшаяся изолированно.

Новые данные о хвалынской трансгрессии Каспия, полученные по материалам морского бурения, свидетельствуют о более сложном ее развитии, чем это отражено в строении каспийских побережий и чем предполагалось нами ранее. Очевидно, в хвалынской трансгрессивной истории отмечен ее самый ранний этап, имевший место до поздневалдайского оледенения. Климатические условия последнего гляциального максимума прервали трансгрессивное развитие хвалынского бассейна, которое вновь возобновилось в условиях деградации этого оледенения.

Падение уровня Каспия ниже 22 м привело к прекращению функционирования Маньчского пролива – судя по имеющимся в настоящее время геолого-геоморфологическим и палеонтологическим материалам, окончательному.

Такова, согласно нашим представлениям, в общих чертах схема развития бассейнов Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене (рис. 47).

4.4. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ В ГОЛОЦЕНЕ

4.4.1. Каспий

Мангышлакская регрессия

Конец хвалынского этапа развития Каспия завершился регрессией моря, названной М.М. Жуковым (1941) мангышлакской. Глубина падения уровня оценивается исследователями по-разному. Так, в -48 – -50 м ее оценили М.М. Жуков (1941), Е.Г. Маев (1961, 1963, 1975), О.К. Леонтьев и др. (1974), В.И. Артамонов (1976). В.Г. Рихтер (1954, 1962) оценил падение уровня до -64 – -68 м (красноводская фаза). Е.Г. Маев (1994, 2009), основываясь на данных по строению разрезов донных отложений и рельефа дна Каспийского моря, предполагает многофазность регрессии и снижение уровня до отметок, близких к -90-100 м (абс.). Фазы регрессии, согласно его материалам, имели уровни около -50, -70 и -90 м; максимум регрессии имел место ближе к концу мангышлакской эпохи. Самой древней из них, согласно Е.Г. Маеву (2009), возрастом около 10 тыс. лет, является 50-метровая фаза; к 70-метровой фазе относится радиоуглеродная датировка 9,3 тыс. лет; максимальная, 90-метровая, фаза имеет возраст около 8,5–9 тыс. лет.

В эпоху регрессии Северный Каспий, прибрежные участки западного и восточного шельфов были осушены. Реконструирована резкая аридизация климата (Абрамова, 1974; Абрамова, Маев, 1977; Вронский, 1974, 1976; Хрусталева и др., 1974 и др.), в Северном Прикаспии были развиты полупустынные и пустынные ландшафты.

Сведения о малакофаунистическом облике мангышлакского бассейна немногочисленны. В.И. Артамоновым (1976; Артамонов, Маев, 1979; Артамонов, Черенов, 1977) определены малакофаунистические группировки, по видовому составу сходные с новокаспийскими, но без морского вселенца *Cerastoderma glaucum*: у берегов Дагестана расселились многочисленные *Didacna baeri*, *D. barbotdemarnyi*, *D. longipes*, *Dreissena elata*, редкие *Monodacna albida*; в районе Мангышлакского порога была развита мелководная опресненная ассоциация из *Didacna trigonoides*, *D. barbotdemarnyi*, *Hypanis plicatus*, *Adacna vitrea*, *Dreissena polymorpha*. Нами в мангышлакских осадках Северного Каспия (скважина 1) определены многочисленные *Theodoxus pallasii*, *Caspia gmelini*, *Monodacna edentula* и единичные *Didacna subcatillus*. Появление крассоидных дидакн и резкое сокращение тригоноидных с очевидностью свидетельствует о повыше-

нии солености Среднего (по-видимому, и Южного) Каспия в мангышлакскую эпоху по сравнению с хвалынской трансгрессией. Одновременно Северный Каспий с понижением уровня опреснялся волжскими водами, в результате чего в нем исчезали относительно стеногалинные виды дидакн (*D. protracta*). По данным анализа фораминифер (Янко, 1989) мангышлакская регрессия отличалась распространением более соленолобивых их форм. Вполне очевидно и повышение температуры воды, обусловленное общепланетарным потеплением в голоцене.

Новокаспийская трансгрессия

Регрессивное состояние Каспия, в котором он находится начиная с раннего голоцена, было прервано «малой» новокаспийской трансгрессией, осложненной рядом регрессивных и трансгрессивных фаз. Уровень ее не поднимался выше -19м. Осадки новокаспийской трансгрессии развиты как в пределах акватории Каспия, так и на всех его побережьях, где участвуют в строении низких морских террас, береговых валов и других аккумулятивных форм. Берега новокаспийского бассейна обстоятельно описаны в многочисленных работах (Леонтьев, 1959, 1961; Леонтьев и др., 1971, 1977; Рычагов, 1977, 1997; Варушенко и др., 1987; и др.). Голоценовая история Каспия очень полно рассмотрена Г.И. Рычаговым (1975, 1977, 1993, 1994, 1997). Помимо трех трансгрессивных стадий, выделенных большинством исследователей (Федоров, 1957, 1978; Леонтьев, 1959, 1961, 1964, 1965; Никифоров, 1960, 1963; Маев, 1962; Мякокин и др., 1964 и др.), он выделил еще четыре. Согласно полученным Г.И. Рычаговым данным, после максимального пика трансгрессии имели место, по крайней мере, еще три крупные стадии, разделенные регрессивными стадиями, в свою очередь они состояли из более мелких колебаний уровня.

В новокаспийском бассейне распространились представители 10 видов рода *Didacna*. Из них *D. parallella*, *D. protracta*, *D. praetrigonoides* были широко развиты в хвалынском бассейне. *D. crassa*, *D. trigonoides* и *D. pyramidata* появились в малых количествах в поздних хвалынском бассейне на заключительных этапах его существования. *Didacna longipes* и *D. barbotdemarnyi* впервые появляются в эпоху мангышлакской регрессии. Среди дидакн, развитых в новокаспийском бассейне, заметную роль играют крассоидные формы (*D. crassa*, *D. baeri*), хотя тригоноидные дидакны также распространены довольно широко. По сравнению с моллюсками, заселявшими хвалынские водоемы, новокаспийские дидакны более разнообразны и обладают более массивными раковинами. Помимо дидакн в составе фауны многочисленны представители родов *Monodacna*, *Hypanis*, *Adacna*, *Dreissena*, довольно часто в опресненных приустьевых районах встречаются пресноводные виды. Характерной чертой фаунистического облика новокаспийского моря, отличающего его от всех древнекаспийских, является широкое расселение в нем морского вида *Cerastoderma glaucum*, пути проникновения которого в Каспий пока достоверно не установлены, а на заключительном (современном) этапе развития – *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*, появившихся здесь благодаря человеку.

В прибрежных областях Южного Каспия господствуют *Cerastoderma glaucum*, среди дидакн преобладают крассоидные формы (*Didacna crassa*, *D. baeri*), количество тригоноидных дидакн и слабо солоноватоводных видов невелико. У берегов Среднего Каспия также преобладают *Cerastoderma glaucum*, в составе дидакн присутствуют все известные новокаспийские виды, увеличивается количество слабо солоноватоводных форм. В северо-западной и северной областях число тригоноидных дидакн и слабо солоноватоводных монодакн, адакн, дрейссен резко возрастает, *D. crassa* встречаются сравнительно редко; в районах, прилегающих к долинам Волги, Урала и Эмбы, сопутствующими являются пресноводные элементы – униониды, вивипары. Лагунные осадки характеризуются в основном церастодермой. Распространение современной малакофауны подвержено тем же закономерностям, что и новокаспийской, с учетом изменений, произошедших в связи с вселением *Mytilaster* и *Abra* (Богачев, 1928; Арнольди, 1938; Алигаджиев, 1965; Логвиненко, 1965; Логвиненко, Глазунова, 1971; Янина, 1981, 2001, 2005, 2007; Абдурахманов и др., 2002; Алигаджиев и др., 2002; Гаджиев, 2002; Гаджиев и др., 2003). Их вселение (особенно случайное проникновение с военными судами митилястера в начале прошлого века) привело к существенному сокращению ареалов каспийских видов, преимущественно дрейссены. Вид *Cerastoderma glaucum*, распространившийся в новокаспийском бассейне, к настоящему времени существенно расширил свои площади, вытеснив виды *Didacna* из обычных для них биотопов (Янина, 2001, 2005, 2007; Абдурахманов и др., 2002).

Сложная история новокаспийского бассейна отражена в сводном разрезе Турали (Дагестан): нами на основании смены фаунистических сообществ разной фаунистической принадлежности во времени, зафиксированы отдельные трансгрессивно-регрессивные фазы (не менее трех циклов) в развитии бассейна. Еще более мелкая ритмика выражена в строении отдельных циклов и слоев. Во время новокаспийской трансгрессии происходит существенная перестройка береговых процессов – усиление вдольберегового пере-

мещения с юга на север грубообломочного материала приводит к формированию системы крупных береговых валов, образовавших Туралинскую пересыпь, и системы лагун. Во временной последовательности прослеживается смена (по-видимому, неоднократная) экологической обстановки – от открытых участков с динамичными условиями с нормальной каспийской соленостью к условиям спокойных полузакрытых участков с периодическим изменением солености, сменяющимися закрытыми солеными лагунами. Судя по строению разреза и данным радиоуглеродного анализа, лагуны в течение изученного нами отрезка времени существовали дважды - около 1900 (МГУ-1607) и 1700 (МГУ-1605) лет назад. При этом более древняя лагуна возникла после осушения с образованием гидроморфной почвы, а более молодой лагуне предшествовал мелководный открытый к Каспию залив с несколько повышенной соленостью и хорошо прогреваемыми водами (Янина и др., 2005). Три стадии развития бассейна выявлены нами в строении пересыпи Анзали на побережье Ирана (Свиточ, Янина, 2006).

В развитии фауны в настоящее время намечается тенденция сокращения крассоидных дидакн при постоянстве количественного состава тригоноидных дидакн; стабильное количество *Cerastoderma*, увеличение биомассы *Mytilaster* и *Abra*. Говорить о тенденции увеличения или понижения солености по фиксируемым изменениям на данном этапе исследований преждевременно, ибо они отражают в основном специфику образования тафоценозов, а также появление и расселение с вытеснением каспийских аборигенов черноморских вселенцев.

Голоценовая малакофауна дельты Волги включает многочисленные пресноводные виды родов *Unio*, *Anodonta*, *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissena*, *Limnaea*, *Radix*, *Galba*, *Planorbis*, *Anisus*, *Valvata*, *Viviparus*. Из каспийских присутствуют лишь *Monodacna edentula*, *Adacna laeviuscula*, *Hypanis plicatus* – виды, обладающие наибольшей эвригалинностью. Распределение их в водоемах дельты аналогично современному. Отличием биоразнообразия голоценовых водоемов дельты от современных является отсутствие в них видов, имеющих азово-черноморское происхождение (*Monodacna colorata*, *Dreissena bugensis*), появившихся в дельте антропогенным путем: первый вид был акклиматизирован в волжских водохранилищах, второй – проник в низовья Волги на судах через Волго-Донской канал. В последовательности осадков, вскрытых в дельте скважинами, нами выделены три стадии ее развития, вызванные колебаниями уровня Каспия, а также выявлено нестабильное состояние уровня в каждую из стадий формирования дельты (Янина, 2007, 2008; Янина, Свиточ, 2007). Особенность новокаспийской фауны, как уже отмечалось, – появление в ее составе морского (средиземноморского) вида *Cerastoderma glaucum*, существенно повлиявшего на фаунистический облик бассейна. Убедительные доказательства путей проникновения этого вида в Каспий отсутствуют. Никаких геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования Манычского пролива между Понтом и Каспием в послехвалынскую эпоху в настоящее время не существует. Автор склоняется к предположению, что *Cerastoderma glaucum* проникли в эпоху максимального развития новочерноморской трансгрессии Понта, когда в долине Западного Маныча существовал морской залив, заселенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии – ряд остаточных соленых озер. Такие озера существовали вплоть до затопления их водами построенных в прошлом веке водохранилищ, а их первые исследователи находили в них раковин церастодерм. Из морского залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи человека, употребляющего эти моллюски в пищу, а также использующего их для ритуальных целей (автором монографии определялись образцы раковинного материала из археологических раскопок, в них господствовали церастодермы), этот эврибионтный вид попал в новокаспийский бассейн. Один из способов его проникновения – лодки древнего человека, доставлявшиеся по рекам из моря в озеро и т.д., о которых упоминается в археологических публикациях. Таким образом, проникновение морского вида в Каспий было связано с антропогенным фактором еще в первой половине голоцена. Влияние его на каспийскую фауну было существенным: все фации новокаспийских отложений сводного разреза Турали с разной степенью насыщенности содержат раковины этого вида (Янина и др., 2011), что объясняется его эвригалинностью и эврибионтностью.

Таким образом, существенный вклад в структуру биоразнообразия новокаспийского бассейна и водоемов дельты Волги внес антропогенный фактор. Уже в первой половине голоцена в Каспии произошло увеличение количества таксонов за счет биологической инвазии средиземноморского вида *Cerastoderma glaucum*. Существенные изменения произошли в количественном распределении таксонов: постепенное увеличение количества особей *Cerastoderma glaucum* и уменьшение каспийских эндемиков рода *Didacna*. На современном этапе развития фауны имели место биологическая инвазия средиземноморского вида *Mytilaster lineatus* и акклиматизация средиземноморского вида *Abra ovata*. К настоящему времени эти три вида стали господствующими в составе донных биоценозов у берегов Дагестана. Биологическая инвазия азово-черноморских моллюсков *Monodacna colorata*, *Lithoglyphus naticoides*, *Hydrobia ventrosa*, *Dreissena*

bugensis в водоемы дельты Волги также привела к изменению структуры их биоразнообразия с активным завоеванием господствующих позиций.

Инвазийные виды и виды-акклиматизанты внесли гораздо более существенные изменения в структуру биоразнообразия (уничтожая, вытесняя либо подавляя аборигенные виды), чем это вызвано природными факторами. Очевидно, в результате эволюционного развития от малого числа родственных видов каспийские автохтоны стали обладать универсальными качествами, но слабой специализацией видов, что обеспечило стабильность и относительную устойчивость сообществ к изменениям факторов среды, но сделало их неконкурентоспособными к морским вселенцам.

Естественные экосистемы претерпели антропогенную трансформацию, причем в историческое время наблюдается не только быстрое изменение биоразнообразия, но и необратимое изменение водных экосистем. В настоящее время важнейшей в распределении отдельных видов моллюсков в бассейне стала роль антропогенного фактора. Для каспийских эндемиков фактический ареал распространения много меньше, чем их потенциальный ареал, что является важной особенностью современного биоразнообразия малакофауны Каспийского моря.

Можно утверждать, что современное развитие малакофауны Каспия, приводя к кажущемуся увеличению биоразнообразия моллюсков за счет появления новых таксонов, на самом деле ведет к потере биоразнообразия на глобальном уровне, превращая уникальные экосистемы Каспия, сформированные за 800 тыс. лет его плейстоценовой истории, в подобие азово-черноморских.

Н.С. Болиховской (2011) установлены особенности изменений ландшафтно-климатических условий на территории Нижней Волги в голоцене. Палинологическими данными установлено не менее 26 фаз в эволюции голоценовых ландшафтов и климата этой территории. В раннем и среднем голоцене, в интервале ~ 10000—2500 л.н. в климате более благоприятном и гумидном, чем современный климат исследуемого района, здесь доминировали лесостепные и степные ландшафты, которые в ходе своего развития прошли не поочередно 7 лесостепных и 7 степных фаз. В эволюции степных ландшафтов, господствовавших в позднем голоцене в период ~ 2500—900 л.н., зафиксировано 8 фаз, выражавшихся трансформациями зональных и интразональных фитоценозов. В последние 900 лет территория Нижнего Поволжья стала ареной развития пустынно-степных и пустынных ландшафтов, для которых, как и по историко-архивным данным, выявлены не менее 4-х климато-фитоценологических смен, отражающих колебания тепло- и влагообеспеченности.

Основная специфика протекания климатических процессов на этой территории в голоцене заключается в трех ярко выраженных климатических оптимумах, которым соответствовали максимумы теплообеспеченности и увлажнения. Главным из них был позднеатлантический оптимум (~ 6100—5000 л.н.), который был временем развития лесостепных ландшафтов. Смешанные дубовые леса с участием граба обыкновенного и кавказского (*Carpinus betulus*, *C. caucasica*), бука восточного (*Fagus orientalis*), различных видов вяза (*Ulmus laevis*, *U. foliacea*), липы (*Tilia cordata*), березы и других деревьев, а также хвойные боры составляли лесной пояс долины нижней Волги. Близкие друг другу позднебореальный (~ 8500—8300 л.н.) и среднесуббореальный (~ 4200—3700 л.н.) оптимумы характеризовались меньшей теплообеспеченностью, но большей увлажненностью. Им также было свойственно господство лесостепей и, в некоторые фазы, – степей. Однако они отличались от оптимума атлантического периода менее благоприятными условиями для произрастания широколиственных деревьев и меньшим их участием в составе лесов. Эти три этапа с наибольшим основанием могут соответствовать максимальным трансгрессивным состояниям новокаспийского бассейна.

Вопросу о возрасте новокаспийской трансгрессии и ее стадий посвящено большое количество работ (Арсланов и др., 1978, 1988; Каплин и др., 1977; Карпычев, 1992; Леонтьев и др., 1975; Свиточ и др., 1994, 1997, 1998, 2006; Свиточ, Янина, 1997), основанное в основном на многочисленных данных радиоуглеродного датирования, а также на исторических материалах. Не излагая повторно материал авторов этих работ, остановимся лишь на следующем. Почти все определения дают возраст 8 тысяч лет и моложе. Большинство исследователей этот возраст принимают. Одним из сторонников существенно более позднего начала новокаспийской трансгрессии является А.А. Свиточ (Svitoch, 2005 и др.), отбрасывающий в своих реконструкциях даты, полученные по отложениям, не содержащим *Cerastoderma glaucum*. Согласно нашим исследованиям, а также материалам фаунистического анализа В.И. Артамонова (1976 и др.), в составе новокаспийской фауны выделяется ранний подкомплекс, не содержащий этот морской вид. Из этого следует, что и эти даты необходимо учитывать при определении наиболее древнего возраста новокаспийской трансгрессии.

4.4.2. Понт

В Черноморской котловине в голоцене развивалась *черноморская трансгрессия*, связанная с поступлением в него вод трансгрессирующего Средиземного моря. Проблеме реконструкции уровня Черноморского бассейна, его палеогидрологии и палеоэкологии в голоцене посвящены многочисленные публикации (Балабанов и др., 1981; Балабанов, Измайлов, 1988, 1989; Благоволин, 1976; Баландин, Трашук, 1982; Варущенко, 1975; Вронский, 1976; Гожик и др., 1987; Джанелидзе, 1980; Измайлов, 1982, 2005; Каплин и др., 2001; Михайлеску, 1990; Невеская, 1965; Невеский, 1961; Николаев, 1995; Островский, 1967; Островский и др., 1977; Палатная, 1982; Федоров, 1959, 1977; Шилик, 1977; Шнюков и др., 1981; Щербаков и др., 1977; Winguth et al., 2000; Yanko-Hombach et al., 2007 и многие другие). В последние годы большинство исследователей сходятся в том, что в голоцене бассейн пережил завершение крупного регрессивно-трансгрессивного цикла развития, начавшегося с предновоэвксинской регрессии. Отмечается расхождение взглядов на количество, время проявления и размах колебаний уровня, осложнявших общий ход развития трансгрессии. Существует точка зрения (Невеский, 1967; Хрусталева, Щербаков, 1974 и др.) о региональной изменчивости хода трансгрессии, когда на фоне замедления темпов повышения уровня возросло влияние неотектонических движений на различных в структурно-тектоническом отношении участках побережья. Широко распространено и мнение о незначительном вкладе неотектонических деформаций на высотные отметки голоценовых береговых линий, на основе которых строятся кривые изменения уровня бассейна (Федоров, 1978; Shilik, 1997 и др.).

Нет единого мнения о ходе солёности бассейна, вызвавшем смену во времени фаунистических группировок разного экологического типа. Так, Л.А. и Е.Н. Невеские (1961 и др.) считают, что с момента окончания новоэвксинской эпохи уровень моря повышался непрерывно и солёность бассейна увеличивалась постепенно вплоть до нашей эпохи. П.В. Федоров (1978, 1982) в развитии черноморской трансгрессии выделил новочерноморскую фазу – с уровнем на 2–2,5 м выше современного и с наивысшей в голоцене солёностью бассейна.

Проблематичным остается вопрос о раннеголоценовой регрессии Черного моря, последовавшей за новоэвксинским этапом его развития и обусловленной резким сокращением притока талых ледниковых вод и увеличением испарения с поверхности водоема. Размытая поверхность новоэвксинских отложений описана на шельфе вблизи Керченского пролива (Федоров, 1978), а также у побережья Болгарии (Khrischev, Georgiev, 1991). В условиях голоценовой трансгрессии Мирового океана и Средиземного моря в раннем голоцене произошел прорыв вод последнего в Черное море, датирuemый 11 тыс. (Балабанов, 2006, 2007), 10 тыс. (Островский и др., 1977), 9 тыс. (Degens, Ross, 1972), 8-9 тыс. (Виноградов и др., 1963; Куприн, Сорокин, 1982), 7-8 тыс. (Федоров, 1978; Квасов, 1975) лет назад. Согласно (Ryan et al, 1997; Ryan, Pitman, 1999), в результате очень быстрой океанической трансгрессии и прорыва ее вод через Босфорский порог около 7,2 тыс. лет назад, средиземноморские воды с огромной скоростью заполнили черноморскую котловину, подняв уровень моря на 100 м в течение двух лет. Катастрофическое затопление более чем 100000 кв. км прибрежно-морских равнин (обнаженного черноморского шельфа), разрушившее поселения Неолита, являлось Библейским Всемирным Потопом. Эта гипотеза вызвала огромный интерес публики, научных сообществ и СМИ, что способствовало зарубежным исследованиям в Черном море и смежных бассейнах. С обоснованным опровержением выступили многие исследователи (Aksu et al., 2002, 2006; Yanko-Hombach et al., 2007; Cherpalyga, 2006 и другие). В настоящее время нет единой точки зрения на геологические и географические события в регионе.

Большинство исследователей (Балабанов и др., 1982; Балабанов, 1988; Янко, 1989 и др.) полагают, что уровень моря повышался постепенно в возвратно-поступательном режиме, с различной скоростью, в зависимости от различных причин. За последние 10000 лет отмечено не менее 5 трансгрессивно-регрессивных фаз, в свою очередь осложненных более мелкой ритмикой с периодичностью 1,5 - 2,3 и 0,5 - 0,7 тыс. лет (Арсланов и др., 1982, 1983; Балабанов, 2006).

Направленное повышение уровня моря и постепенное возрастание солёности характеризовалось постепенной сменой новоэвксинской слабо солоноватоводной малакофауны морской средиземноморской. Первые заметные изменения в составе фауны (солёность около 8–9‰) произошли в бугазскую фазу ее развития (Невеская, 1965): отмечено появление в палеоценозе наряду с новоэвксинскими моллюсками *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*; а также средиземноморской микрофауны (Янко и др., 1987). Согласно построениям И.П. Балабанова (2006), бугазская фаза делится на три трансгрессивных осцилляции. Однако в составе малакофауны эти колебания уровня не отразились. В течение следующей фазы развития трансгрессии – витязевской (Невеская, 1965) малакофаунистический облик бассейна изменился в сторону увеличения числа эвригалинных морских видов, их преобладания над

солонатоводными элементами; соленость увеличилась до 10–11%. Витязевская стадия завершилась, по данным Я.А. Измайлова (1982) и И.П. Балабанова (2006) падением уровня моря до -20 м. Другие исследователи (Невесская, 1965; Федоров, 1978 и др.) отмечают постепенный подъем уровня.

Каламитская трансгрессивная фаза была осложнена не менее чем двумя осцилляциями (Балабанов, 2006), с отметкой трансгрессивной береговой линии около -3 – -4 м. Согласно П.В. Федорову (1963, 1978, 1982; Федоров, Скиба, 1960; и др.) в эту эпоху (новочерноморскую) отмечался максимум голоценовой трансгрессии, образовавший 2–3 метровую террасу. Соленость бассейна была максимальной в голоцене. Отмечалось наибольшее разнообразие видов моллюсков с присутствием в их составе галлофильных средиземноморских элементов. По представлениям Л.А. Невесской (1965 и др.) состав малакофауны был несколько обеднен по сравнению с современной. Широкое распространение средиземноморских видов моллюсков привело к вытеснению солонатоводной фауны в приустьевые опресненные районы. В эту эпоху в бассейне обитал наиболее богатый комплекс диатомовых, а спорово-пыльцевой спектр характеризует условия конца климатического оптимума в атлантическом периоде (Жузе и др., 1980).

Многочисленные радиоуглеродные датировки свидетельствуют о том, что новочерноморская трансгрессия развивалась во второй половине среднего голоцена. На побережье Болгарии ее возраст определен нами в 5–3 тыс. лет назад (Свиточ и др., 1990, 1994, 1995, 1998). Возможно, уровень моря поднимался до отметки около +2 м дважды, 5,5–5 и 4,5–4 тыс. л.н. (Федоров, 1982; Селиванов, 1996) или около 4,2 и 3,8 тыс. лет назад (Арсланов и др., 1982). Минимальная оценка возраста новочерноморской террасы вблизи г. Гагра получена по находкам керамики кобаньской культуры, датируемой II тысячелетием до н.э. (Островский и др., 1977).

В начале голоцена отмечалось максимальное ускорение трансгрессии. Поступление больших масс тяжелых соленых средиземноморских вод, богатых сульфатами, привело к затруднению вертикального водообмена в черноморской котловине и образованию мощного слоя сероводородного заражения (Николаев, 1995). Трансгрессирующими водами был затоплен дунайский эстуарий, на месте которого возникла открытая лагуна, заселенная солонатоводной фауной моллюсков, остракод и фораминифер (Михайлеску, 1990; и др.). Глубокие эстуарии возникли и на побережье Болгарии. Высокие скорости седиментации отмечаются для морского осадконакопления, местами превышавшие 2,5 м за 100 лет. В котловинах Черного моря в начале голоцена активно накапливались ленточные глины и осадки, обогащенные сапропелем (История ..., 1988).

В джеметинскую фазу в море расселились биоценозы малакофауны, аналогичные современным, свидетельствующие о максимальной для Черного моря солености в голоцене (Невесская, 1965). Джеметинская фаза, согласно построениям (Арсланов, Балабанов и др., 1982; Балабанов и др., 1981; Балабанов, 2006), была сложной в своем развитии и характеризовалась тремя осцилляциями, разделенными довольно значительными понижениями уровня моря. Уровень моря достиг современных отметок, а соленость бассейна повысилась до современных значений (18–22‰). Солонатоводная фауна была окончательно вытеснена в опресненные участки. К настоящему времени в Азово-Черноморском бассейне она представлена видами *Dreissena rostriformis*, *Hypanis plicatus*, *Adacna laeviuscula*, *Monodacna colorata*, *M. caspia pontica* (Мордухай-Болтовской, 1970), обитающими в нескольких сильно опресненных участках бассейна, разделенных областями открытого моря. Прежде всего это эстуарные системы крупных рек – Дуная, Днестра, Днепра с Бугом, Дона и Кубани. За пределами эстуариев солонатоводные моллюски обитают в Азовское море – в Таганрогском заливе (7–8‰) и в восточной части моря за пределами залива (мезогалинный водоем с соленостью 10–11‰). В целом в азовских биоценозах представители каспийской фауны играют подчиненную роль, что связывается с избытком взвесей и в целом неблагоприятным гидрологическим режимом. Черное море, за исключением опресненных районов перед дельтой Дуная и северных частей Одесского залива, полигалинное (не менее 17–18‰), каспийские моллюски в нем отсутствуют.

П.В. Федоровым (1963) в этот временной интервал установлены фанагорийская регрессия (~2,7–2,4 тыс. лет назад) и последовавшая за ней нимфейская трансгрессия. До настоящего времени не все исследователи признают существование фанагорийской регрессивной фазы. А среди тех, кто ее признает, дискусионен вопрос о ее глубине. Ряд геологических (Островский и др., 1977) и археологических (Шилик, 1972, 1977; Балабанов и др., 1987) данных свидетельствуют не менее чем о 7–8-метровой ее глубине. По П.В. Федорову (1978, 1982 и др.) уровень моря понижался на 5–7 м ниже современных отметок, а по другим авторам еще ниже: до -8 – -10 м (Островский и др., 1977), -10 м (Шилик, 1977), -13 м (Арсланов и др., 1982). Последовавшая за ней нимфейская трансгрессивная фаза (Федоров, Скиба, 1961; Федоров, 1963) отличается близким к современному положением уровня моря и характеризуется его основными

параметрами: это опресненный морской водоем, заселенный эвригалинной средиземноморской фауной, с соленостью около 19‰ в открытой части акватории, 7–12 ‰ - в полуизолированных проливах и лагунах и до 20–22‰ в придонных участках котловин.

В Азовском море, в его южной части, в начале голоцена образовался бассейн лиманного типа (Благоволин, 1960). Дальнейшее поступление черноморских вод привело к трем этапам развития бассейна. Древнеазовский характеризовался широким распространением солоноватоводных моллюсков с примесью самых эвригалинных морских видов. Казантипский этап (Невесская, 1965) отражает эпоху обильного поступления черноморских вод и широкого распространения в бассейне морских видов – это был этап повышенной (самой высокой в голоцене – до 16–17‰) солености Азовского моря, соответствующий каламитской фазе в голоценовой истории Черного моря. Бассейн превышал по размерам современный водоем. Связь с Черным морем осуществлялась через серию проливов на территории современного Таманского полуострова (Хрусталева, Щербаков, 1974). Отмечена ингрессия моря в понижения более древнего рельефа, выработанного при низком уровне новоэвксинского бассейна; образование лиманов в переуглубленных реках (Молочная, Бейсуг, Салгир) и залива в пределах современной дельты Кубани (Хрусталева, Щербаков, 1974). В новоазовский этап своего развития бассейн принял современные очертания и параметры водной среды.

Наши малакофаунистические исследования черноморского голоцена в целом подтвердили схему развития малакофауны, предложенную Л.А. Невесской для Азовского моря. Что касается развития Черного моря, данные наших исследований (Керченский и Таманский полуострова, побережье Болгарии) подтверждают вывод о новочерноморском пике трансгрессии, выявляют несколько повышенную в эту фазу соленость бассейна (правда, достаточно явно проявляющуюся лишь локально); подтверждают существование фанаторийской регрессивной и нимфейской трансгрессивной фаз в позднем голоцене.

Примером палеогеографических реконструкций позднего голоцена служат проведенные нами комплексные исследования в северо-восточной области региона (Каплин и др., 2001; Горлов и др., 2003; Поротов и др., 2004; Karlin et al., 2005). Материалы бурения в Таманском заливе показали, что поверхностный чехол (7 м) отложений представлен однородными мелкоалевритовыми илами с прослоями раковинного материала и залегает на верхнеплейстоценовых образованиях, поверхность которых несет отчетливые следы длительного пребывания в субаэральных условиях. Общая однородность илистого слоя и гипсометрические отметки (-10 – -11 м) залегания его основания свидетельствуют об относительной стабильности условий седиментации во внутренних частях залива с начала ингрессии моря в эрозионно-тектоническое понижение Таманского залива. Об этом же говорит и состав раковинного материала. Преобладающие в нижних 80 см мелкие гастроподы *Rissoa parva*, *Bittium reticulatum*, довольно многочисленные *Cardium exiguum*, более редкие *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Retusa truncatula*, являются самыми эвригалинными морскими видами, проникшими в Черное море из Средиземного с началом голоценовой трансгрессии. Они свидетельствуют об условиях закрытого от волнений и течений водоема с соленостью 8–10‰, с зарослями водной растительности. В верхних 6 метрах они сменяются несколько иным малакофаунистическим сообществом – увеличивается количество *Cerastoderma glaucum*, появляются новые морские виды – редкие раковины *Loripes lacteus*, *Paphia discrepans*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chrissalida interstincta*, *Nassa reticulata*. Отмеченные виды – более стеногалинные по сравнению с описанными в низах голоценовых отложений, что свидетельствует о постепенном проникновении в залив морских вод и медленном повышении его солености. Время превращения депрессии в полуизолированный морской залив нами оценивается примерно в 5,5–6 тыс. лет назад (Karlin et al., 2005).

Такова оценка первого пика новочерноморской трансгрессии, во время которого очертания залива были близки современным. В толще голоценовых отложений Таманского залива отсутствуют следы как собственно кубанского аллювия и каких-либо пресноводных видов, так и влияния опресняющего воздействия речных вод на видовой состав морских моллюсков, что, по-видимому, свидетельствует о том, что Кубань не впадала в Таманский залив в позднем голоцене.

Существование изолированного (или сильно отчлененного) бассейна на месте Таманского залива в конце голоцена подтверждается анализом осадков Маркитанской банки. Нижняя часть колонок представлена илистым песком с раковинами, среди которых многочисленны *Abra ovata*, *Loripes lacteus*, *Cerastoderma glaucum* и мелкие гастроподы *Rissoa* sp., *Bittium reticulatum*, единичны *Gastrana fragilis*, *Mytilaster lineatus*. Выше постепенно увеличивается песчанность осадков, появляется галька, еще выше ее количество увеличивается, отмечено много детрита раковин, их обломков. Среди раковин появляются *Corbula mediterranea* и *Chione gallina*, редкие (все со следами окатанности) раковины *Abra ovata*, *Loripes lacteus*, *Mytilus galloprovincialis*, единичные *Mytilaster lineatus*, *Cardium exiguum*. Вверх по колонке грубо-

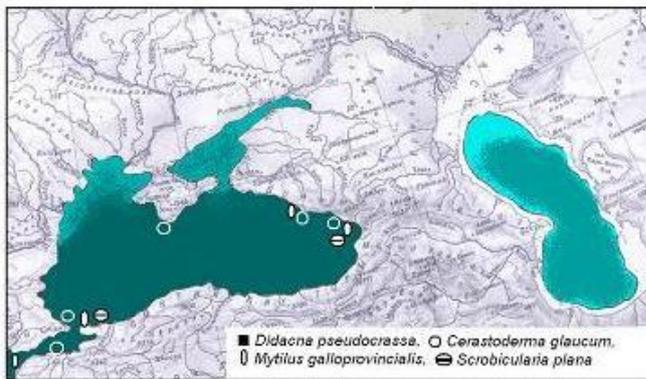
зернистость осадков увеличивается, обильны детрит, обломки раковин, галька. Целые раковины обычно окатаны, среди них многочисленны *Cerastoderma glaucum*, *Loripes lacteus*, *Bittium reticulatum*, редкие *Abra ovata*, *Cardium exiguum*, *Chione gallina*, *Mytilus galloprovincialis*, *Mytilaster lineatus*, *Corbula mediterranea*. Верхние 60–40 см колонки представляют собой раковинный детрит с окатанными обломками и редкими целыми окатанными раковинами *Corbula mediterranea*, *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Mytilus galloprovincialis*, *Chione gallina*, *Bittium reticulatum*.

Вскрытые осадки по их фациально-литологическому составу и малакофаунистическому содержанию подразделяются на три части, характеризующие разные этапы развития бассейна: от условий морского залива лагунного типа до динамичного режима формирования аккумулятивного тела Маркитанской банки. Самая верхняя часть колонки – современные донные осадки на вершине банки. Разрез имеет трансгрессивное строение, отражающее надвигание тела палеокосы вслед за повышающимся уровнем моря на залегающие бережнее мелководные отложения. В нем отражен этап ее эволюции при положении уровня моря на 5–6 м ниже современного. Датирование образцов из основания толщи песчано-раковинного материала, слагающего Маркитанскую банку (около 2,5 тыс. лет назад) позволило отнести ее формирование к периоду фанагорийской регрессивной фазы.

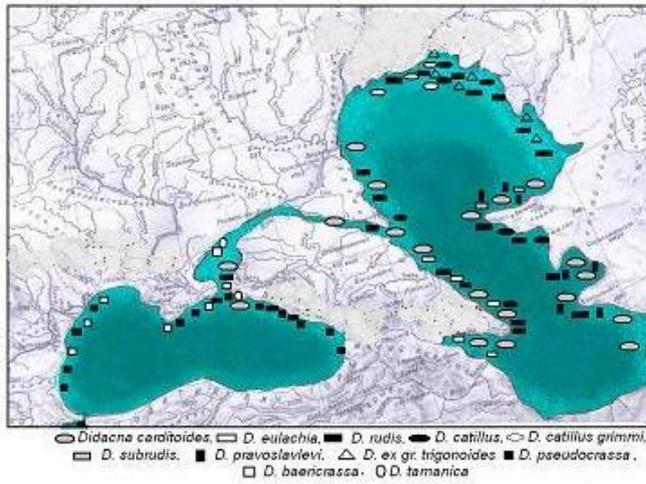
Интересно отметить последовательность заселения малакофауной Таманского залива, аналогичную в целом для голоцена Черного моря, только со значительным запаздыванием во времени: первыми вместе с водами из Керченского пролива в него проникли и широко расселились самые эврибионтные виды моллюсков. Из всех видов, обитавших к этому времени в Керченском проливе, только *Cerastoderma glaucum* и *Abra ovata* смогли приспособиться к условиям морского лимана.

Последний, голоценовый, этап в черноморской истории, несмотря на свою непродолжительность, является важнейшим в формировании основных черт современного моря и его побережья. По своим основным характеристикам он резко отличается от предыдущего новоэвкийского водоема и существенно – от более древних бассейнов. В плейстоценовой истории Понта Черноморский бассейн по его параметрам (соленость, разнообразие малакофауны) занимает промежуточное положение между карангатским и тарханкутским водоемами.

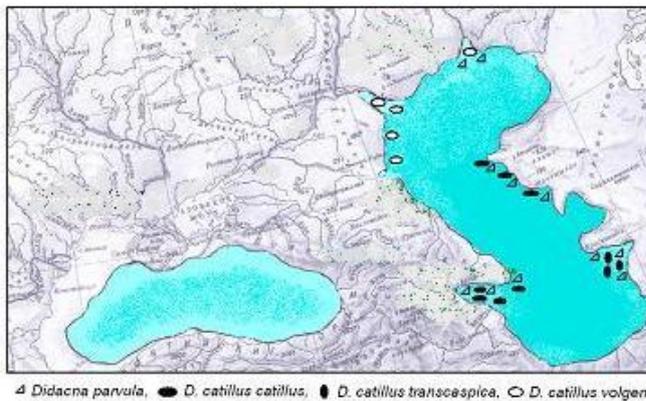
Таким образом, в голоцене (ИКС 1) – теплая межледниковая эпоха – в Каспии была отмечена его регрессивным состоянием. Мангышлакская регрессия, сменившимся в первую фазу межледникового похолодания и увлажнения (атлантический период) новокаспийской трансгрессией – тепловодным солонатоводным бассейном с отрицательными отметками уровня (до -19 – -20 м), заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией с соленостью 18–20, с широким развитием средиземноморской малакофауны (от эвригалинной до умеренно стеногалинной). Такова, согласно нашим представлениям, в общих чертах схема развития бассейнов Понто-Каспия в голоцене (рис. 48).



Г Эпичаудинский бассейн Понта и послебакинская регрессия Каспия



В Позднечаудинский бассейн Понта и максимум бакинской трансгрессии Каспия

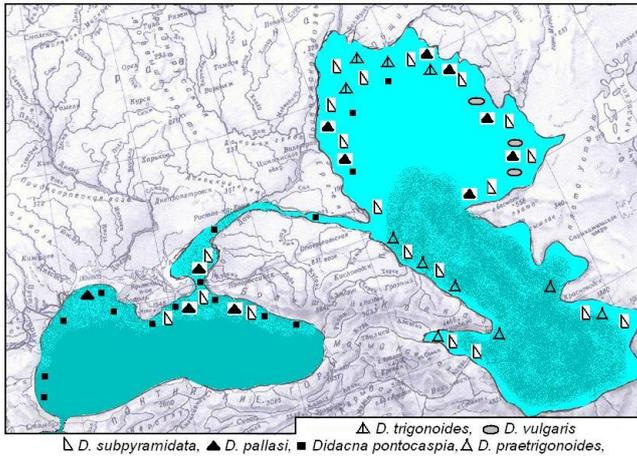


Б Раннечаудинская регрессия Понта и ранний этап бакинской трансгрессии Каспия

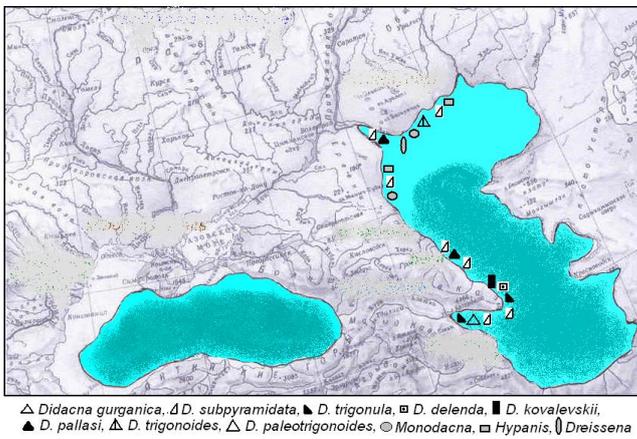


А Раннечаудинский бассейн Понта и тюркянский бассейн Каспия

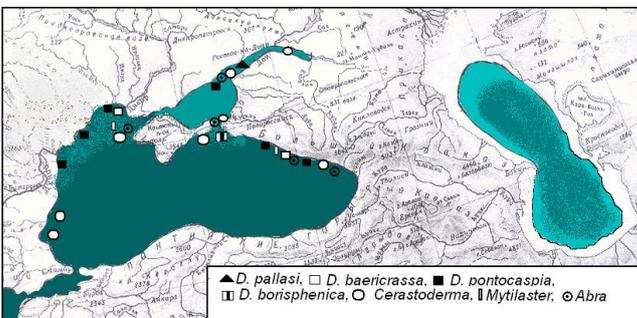
Рис. 45. Бассейны Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене



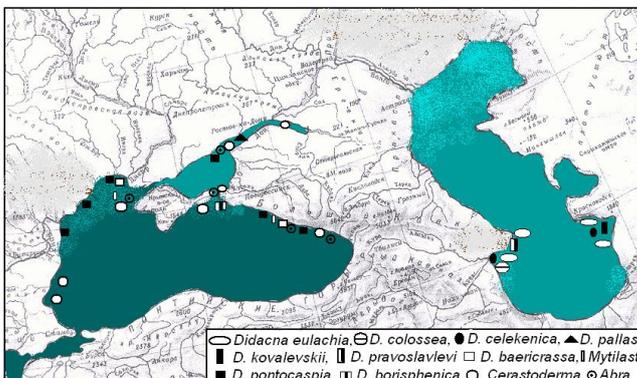
Г Эвксинская трансгрессия Понта и максимум ранней раннехазарской трансгрессии Каспия



В Эвксинская регрессия Понта и развитие ранней раннехазарской трансгрессии Каспия

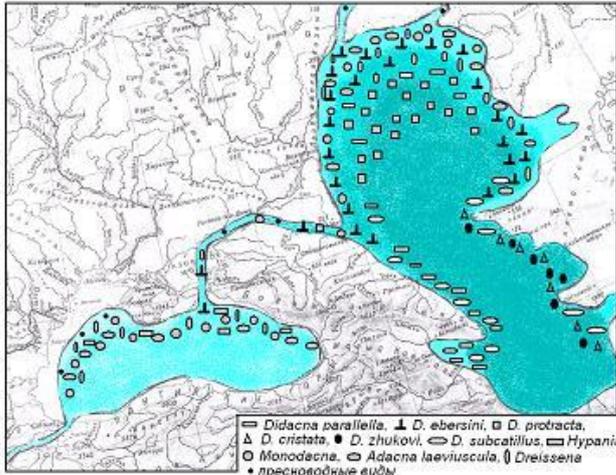


Б Палеозунларский бассейн Понта и регрессия Каспия



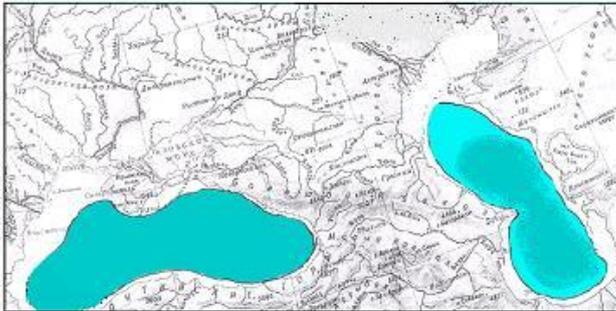
А Палеозунларская трансгрессия Понта и урунджикский бассейн Каспия

Рис. 46. Бассейны Понто-Каспия в среднем неоплейстоцене



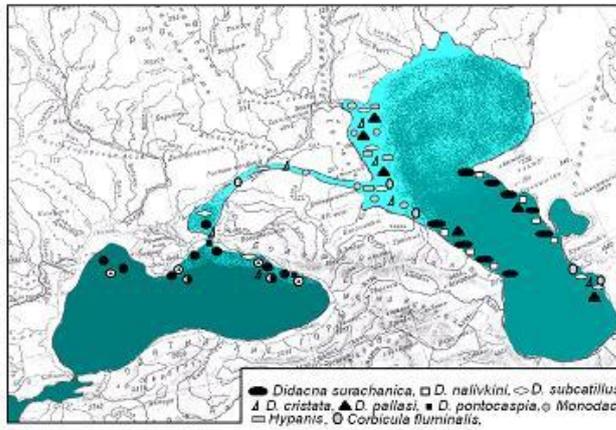
Г

Новозэвксинский бассейн Понта и максимальная стадия хвалынской трансгрессии Каспия



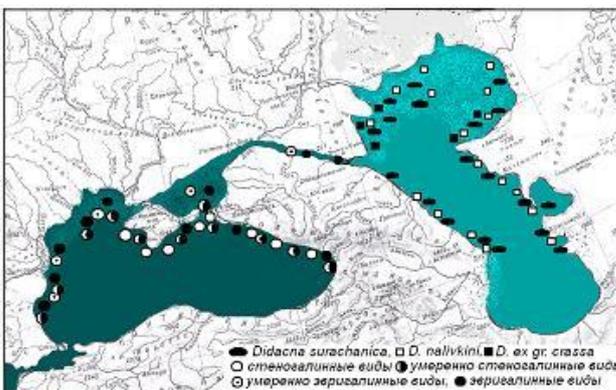
В

Посткарангатская регрессия Понта и ательская регрессия Каспия



Б

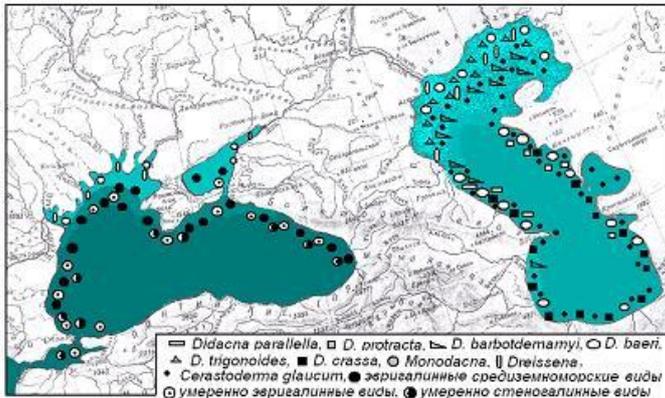
Начало карангатской регрессии Понта и позднехазарская (гирканская стадия) трансгрессия Каспия



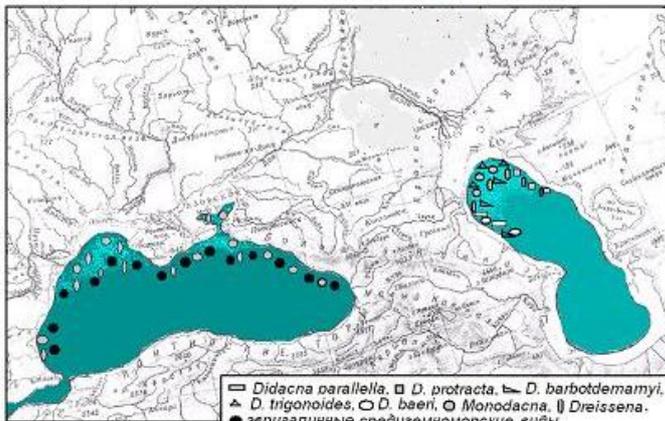
А

Карангатская трансгрессия Понта и позднехазарская (ранняя стадия) трансгрессия Каспия

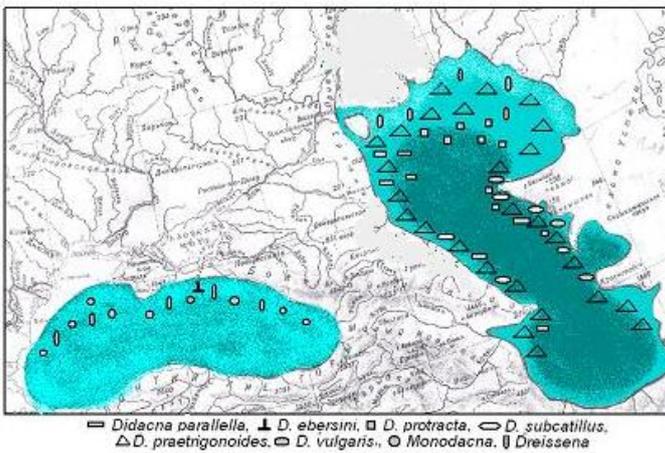
Рис. 47. Бассейны Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене



В Черноморская трансгрессия Понта и новокаспийская трансгрессия Каспия



Б Начало черноморской трансгрессии Понта и мангышлакская регрессия Каспия



А Новозвксинская трансгрессия Понта и позднехвалынская трансгрессивная стадия Каспия

Рис. 48. Бассейны Понто-Каспия в предголоценовую эпоху и в голоцене

4.5. ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАЗВИТИИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ БАССЕЙНОВ ПОНТО-КАСПИЯ (ОБЩИЕ ЧЕРТЫ И РАЗЛИЧИЯ)

Каспий и Понт, входящие некогда в единый бассейн Восточный Паратетис, в неоплейстоцене представляли разные по типу (полуизолированные и изолированные) бассейны, значительно различавшиеся по характеру изменений уровня моря, гидрологическим параметрам, палеогеографической эволюции и особенностям фауны (табл. 29).

Таблица 29. Неоплейстоценовые бассейны Понто-Каспия

Время	Каспийское море	Азовское море	Черное море		
Голоцен	Новокаспийский солонатоводный (11-13‰), тепловодный; уровень до -19 м; изолированный	Азовский полуморской опресненный (до 15 ‰), тепловодный; связь с Чер- ным морем ←	Черноморский полуморской (18-20‰), тепловодный; уровень до +2 м; ограни- ченная связь со Средиземным морем <i>Cerastoderma, Chione, Mytilus</i> и др. ←		
	Мангышлакская регрессия (от -50 до -90 м)				
Поздний неоплейстоцен	Позднешвалынский солонатоводный (11-12‰); умеренно тепловодный; уровень до 0 м; изолированный	Регрессия	Новоэвксинский солонатоводный опресненный (5- 7‰), холодноводный; уровень до -30-20 м; сток в Мраморное море, приток из Каспия →		
	Енотаевская регрессия (от -45 до -110 м)				
	Раннешвалынский (II) → солонатоводный (10-12‰), холодноводный; уровень до 50 м; сток в Понт			<i>Didacna ebersini, Monodacna,</i> <i>Hypanis, Dreissena</i> →	
	Эльтонская (?) регрессия			Новоэвксинский регрессивный (до -150 м); пресноводный, холодноводный; изолированный	
	Раннешвалынский (I) солонатоводный (10-12‰), умеренно тепловодный; сток в Понт отсутствует				
	Ательская регрессия; -120 – -140 м			Посткарангатская регрессия (до -100 м)	
	Гирканский Солонатоводный, умеренно тепловодный; сток в Понт <i>D. cristata, D. subcatillus</i> →			Регрессивная стадия; приток из Каспия	
	Регрессия			Карангатский морской опресненный, тепловодный; приток из Черного моря; глубокая ингрессия по Манычу ←	Карангатский морской (до 30‰), тепловодный; уро- вень до +7 м; приток из Средиземного моря
	Позднешазарский солонатоводный (12-14‰), тепловодный; уровень до -10 м; изоли- рованный			<i>Cardium tuberculatum, Ostrea</i> и др. ←	Тобечикский морской опресненный (до 20‰); приток из Средиземного моря <i>Cardium, Paphia, Mytilus</i> и др. ←
	Регрессия				
	Раннешазарский поздний солонатоводный (10-11‰), умеренно тепловодный и холодноводный, ин- грессия в Маныч	Регрессия			

Средний неоплейстоцен	Регрессия	Позднеэвксинский ? в основном солоноватоводный; приток из Каспия; водообмен с Черным морем; ингрессия по Манычу <i>D. pallasi, D. subpyramidata, D. nalivkini</i>	Ашейский морской опресненный (17-18‰), тепловодный; приток из Средиземного моря <i>Cerastoderma, Mytilaster</i>	
	Раннехазарский средний солоноватоводный (7-10‰), холодноводный; уровень до 35-40 м.		Позднеэвксинский солоноватоводный (12-13‰); холодноводный и умеренно тепловодный; приток из Каспия; сток через Босфор	
	Регрессия	Регрессия		
	Регрессия	Узунларский морской сильно опресненный (12-13‰), тепловодный; водообмен с Черным морем	Узунларский морской опресненный (15-16‰), тепловодный; приток из Средиземного моря. <i>Cerastoderma, Chione</i>	
	<i>D. pontocaspia</i> Раннехазарский ранний солоноватоводный (7-10‰), холодноводный; периодически водообмен по Манычу	Эвксинский солоноватоводный (9-10‰); холодноводный; приток из Каспия; водообмен с Черным морем <i>D. subpyramidata, D. pallasi</i>	Эвксинский солоноватоводный (10-11‰); холодноводный и умеренно тепловодный; приток из Каспия; сток через Босфор	
	Регрессия (до -75 м)	Регрессия		
	Урунджикский солоноватоводный (15-16‰), тепловодный; уровень до -15 м; изолированный	Палеоузунларский опресненный морской (16-17‰), тепловодный; приток из Средиземного моря <i>Cerastoderma, Chione, Paphia</i>		
	Регрессия	Древнеэвксинский солоноватоводный (11-12‰); холодноводный и умеренно тепловодный; сток через Босфор		
	Ранний неоплейстоцен	Регрессия	Регрессия	
		Позднебакинский солоноватоводный (13-14‰), умеренно тепловодный; уровень до 20 м; сток в Понт	Чаудинско-бакинский солоноватоводный; приток из Каспия; сток в Черноморскую котловину <i>Didacna rudis, D. catillus, D. eulachia, D. pallasi, D. carditoides, D. subpyramidata</i>	Эпичауда полуморской (16-17‰), тепловодный; уровень близок современному; приток из Средиземного моря <i>Cerastoderma, Abra, Chione</i>
Раннебакинский солоноватоводный (8-9‰), холодноводный; изолированный			Позднечаудинский солоноватоводный (12-13‰), умеренно тепловодный; отрицательный уровень; приток из Каспия; сброс через Босфор	
Тюркянский регрессивный -150 (до -200) м; инверсия Матуяма-Брюнес			Регрессия	
			Раннечаудинский солоноватоводный (9-10‰); отрицательный уровень; инверсия Матуяма-Брюнес	

Примечание: цветом показана относительная соленость бассейнов – чем выше соленость, тем интенсивнее оттенок серого; стрелками показано направление стока и миграции малакофауны.

Каспий большую часть неоплейстоцена был бессточным водоемом. Пятикратно (в позднебакинское время, дважды в раннехазарскую трансгрессивную эпоху, в позднехазарскую (гирканскую) и в раннехвалыинскую трансгрессивные стадии) возникал кратковременный (в масштабах геологического времени) сток в Азово-Черноморские бассейны через Манычский пролив. Приток (возможный) черноморских вод в Каспий зафиксирован в составе малакофауны раннехазарской трансгрессии. Неоплейстоценовая история Черного моря состояла в периодической смене проточного, сточного и бессточного режимов. Проточные условия возникали в солонатоводных бассейнах каспийского типа в эпохи поступления в них каспийских вод по Манычскому проливу и сброса их вод по Босфору в Мраморное море и Дарданеллы. Проточными были позднечаудинский, эвксинский, позднеэвксинский и новоэвксинский бассейны. Сточным (сток по Босфору) был режим солонатоводных бассейнов, не принимавших воды Каспия. Это раннечаудинский, древнеэвксинский, начальные фазы эвксинского, позднеэвксинского и новоэвксинского бассейнов. Бессточные водоемы, очевидно, существовали в максимальные стадии регрессий. Двусторонний обмен с Каспием, вероятно, был лишь в эвксино-узунларскую эпоху. Притоком средиземноморских вод было вызвано развитие морских (карангатский) и морских опресненных (эпичаудинский, палеоузунларский, узунларский, ашейский и черноморский бассейны).

В эпохи крупных трансгрессий площадь Каспия увеличивалась в 2,5 раза по сравнению с современной, а уровень повышался до абсолютной отметки +50 м. При этом максимальный уровень бассейна контролировался высотой восточного порога Маныча. Во время регрессий уровень Каспия опускался до отметок -100 (и ниже) м абс. Размах колебаний превышал 150 м. В трансгрессивные эпохи уровень Понта поднимался незначительно – не выше 7 м, а площадь акватории увеличивалась в основном за счет затопления устьевых частей речных долин. Высота трансгрессий контролировалась уровнем Средиземного моря. Понижение уровня во время регрессий достигало -100 (-150) м – размах колебаний составлял около 100 м.

Каспийское море в течение неоплейстоцена представляло солонатоводный водоем с относительно небольшими колебаниями солености – не более 6–7‰ (мы не имеем в виду лиманы, лагуны и т.д.). Отмечается закономерность: обширные трансгрессивные бассейны (раннехазарский, раннехвалыинский) отличались несколько пониженной соленостью в целом для водоемов (с разным ее ходом внутри них: в Северном Каспии отмечалось увеличение солености в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия – уменьшение). Небольшие трансгрессивные бассейны («малые трансгрессии») внутри регрессивных эпох (урунджикский, позднехазарский, новокаспийский) характеризовались самой высокой среди каспийских трансгрессий соленостью. Резкой смены условий солености бассейнов не было. В Понте в течение неоплейстоцена происходила неоднократная смена бассейнов разного типа: практически пресноводного и опресненного солонатоводного (новоэвксинский), солонатоводного (чаудинские, и эвксинские), полуморского (эпичауда, палеоузунларский, узунларский, ашейский, тобечикский, тарханкутский, черноморский) и морского (карангатский). Размах колебаний солености составил около 30‰.

Каспийские бассейны в неоплейстоцене были заселены солонатоводной фауной немногочисленных родов: среди двустворчатых моллюсков два семейства – кардииды (четыре рода) и дрейссены (один род). Кардииды, за исключением эвксинского вида *Didacna pontocaspia*, являются каспийскими автохтонами. В приустьевых районах была велика примесь пресноводных элементов. Лишь в голоцене в Каспии распространился эвригалинный средиземноморский вид *Cerastoderma glaucum*, а уже в наше время антропогенным путем занесены *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*. В черноморских бассейнах обитала фауна разных типов – от пресноводного до морского. Солонатоводные бассейны характеризовались двустворчатыми кардиидами и дрейссенами. Наряду с видами черноморского происхождения в позднечаудинском, древнеэвксинском и эвксинском бассейнах были распространены каспийские моллюски, проникшие в них по Манычскому проливу. Новоэвксинский бассейн в максимум регрессии был заселен пресноводными моллюсками, которые сменились с развитием трансгрессии слабо солонатоводными видами каспийского происхождения; очень редко в приманычском районе отмечались каспийские дидакны. На заключительных этапах существования солонатоводных водоемов, в условиях превращения их в полуморские бассейны, появлялись эвригалинные средиземноморские моллюски. Полуморские бассейны были заселены в основном эвригалинными и умеренно эвригалинными, реже умеренно стеногалинными, средиземноморскими, а в опресненных районах – солонатоводными моллюсками. Морской (карангатский) бассейн отличался средиземноморской фауной, в составе которой были стеногалинные виды, ныне в Черном море отсутствующие. В лиманах и опресненных эстуариях обитали редкие солонатоводные виды.

Солонатоводные моллюски рода *Didacna* Eichw. в каспийских бассейнах обладали высокой скоростью видообразования и значительной изменчивостью, что в большой мере стимулировалось наличием

трех обладающих различными условиями среды частей Каспия и их разобщением в эпохи регрессий. Дидакны Понта менее разнообразны и менее изменчивы, что объясняется, по-видимому, менее длительной историей их развития (каждый бассейн каспийского типа сменялся полуморским с вытеснением дидакн в ограниченные районы), а также большей однородностью условий в бассейнах, не стимулирующих видообразование.

Биоразнообразие малакофауны в Каспии определялось изменчивостью условий в бассейне – наибольшим видовым разнообразием отличался Северный Каспий, для которого характерно непостоянство условий существования биоты, обусловленное влиянием волжских вод. В неоплейстоценовых бассейнах Понта биоразнообразие моллюсков зависело от инвазии в них либо каспийских, либо средиземноморских элементов фауны. Наивысшим биоразнообразием отличался морской карангатский бассейн.

В температурном отношении в Каспии выделялись «холодные» и «теплые» трансгрессии. «Холодными» были бакинский, раннехазарские, раннехвалынский обширные трансгрессивные бассейны; «теплыми» – «малые» трансгрессии, осложнявшие крупные регрессивные эпохи: урунджикская, позднехазарская, новокаспийская. Более теплыми были поздние стадии трансгрессивных эпох: позднебакинский, поздний раннехазарский, позднехвалынский бассейны. В составе малакофауны отмечается закономерность: «холодные» трансгрессивные бассейны были населены господствующими тригоноидными дидакнами; в «теплых» же господствовали крассоидные виды дидакн. «Холодные» трансгрессивные бассейны отличались пониженной соленостью. Все морские трансгрессии Понта были «теплыми»; наиболее холодными водами отличались регрессивные бассейны. Трансгрессии каспийского типа развивались в переходных температурных условиях.

Различие палеогидрологического и палеоэкологического режимов бассейнов Каспия и Понта в неоплейстоцене связано со степенью изолированности водоемов и причинами колебаний уровня.

В вопросе о **причинах каспийских трансгрессий** в настоящее время господствует климатическая концепция (Андрусов, 1900; Ковалевский, 1933; Туголесов, 1948; Федоров, 1956, 1957; Шнитников, 1963; Леонтьев, 1961; Марков и др., 1965; Квасов, 1975, 1976; Мамедов, Алескеров, 1987; Рычагов, 1977, 1997; Свиточ, 1991 и многие другие). Ряд исследователей считают, что трансгрессии Каспия вызваны таянием ледников Русской равнины и окружающих гор (Рейнгард, 1931; Ковалевский, 1952 и др.). С оледенениями Русской равнины по времени сопоставляли трансгрессии (Москвитин, 1958, 1962; Васильев, 1961). Согласно К.К. Маркову (2005), наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий происходили в тот период, когда не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались ледники. А.А. Величко (1973, 1991 и др.), Д.Д. Квасов (1975) считают крайне неблагоприятными климатические условия для развития трансгрессий во вторую половину ледниковых эпох. Заключение о развитии трансгрессий в конце межледниковых – начале ледниковых эпох сделано Г.И. Рычаговым (1977, 1997). Близкие взгляды высказаны Т.А. Абрамовой (1974) и Н.Ю. Филипповой (1997). Развитие хвалынской трансгрессии с «эпохой экстремальных затоплений» связывает А.Л. Чепалыга (2004, 2005, 2006 и др.). Расчеты водного баланса (Аполлов, 1956; Зайков, 1946; Туголесов, 1948; Калинин и др., 1966) подтвердили вывод о климатической причине колебаний уровня Каспия. Тектонической концепции придерживаются (Православлев, 1926; Герасимов, 1937; Колесников, 1939; Варданянц, 1948 и др.). Геологические факторы в качестве причины каспийских трансгрессий рассматривают Ю.А. Лаврушин и др. (1991, 2001, 2004). С подземным бассейном связывает колебания уровня Каспия Б.Н. Голубов (1984; Голубов и др., 1998).

Анализ малакофаунистических данных, подтвержденный результатами микрофаунистического, спорово-пыльцевого, изотопного анализов, показал, что обширные каспийские трансгрессии развивались в холодных климатических условиях. Наряду с ними в течение крупных регрессивных эпох происходили трансгрессивные подъемы уровня существенно меньшей величины, с отрицательными отметками уровня. Причины, вызывающие эти трансгрессии, очевидно, разные, но, судя по отмеченной закономерности, они вызваны климатическими факторами.

Развитие природной обстановки в Северном полушарии, как известно, в течение плейстоцена носило ритмический характер, в разных широтах и регионах выраженный по-разному. Для Каспия он выражен в чередовании трансгрессивных и регрессивных эпох, отражающих пльвиальные и аридные условия в регионе. Для развития как «холодной», так и «теплой» трансгрессии, обязательным условием является состояние водного баланса с существенным превышением его приходной составляющей. Существование во время глобальных похолоданий климата «пояса пльвиальности» доказано для аридной зоны всей Азии (Девяткин, 1989, 1993). Выполнены реконструкции повышенной влажности на кавказском побережье с одновременным понижением температуры (пльвиалы) в ледниковые эпохи и пониженной влажности и повышенной температуры в межледниковые эпохи (Марков, Лазуков, 1965; Марков, 2005; Шнитников,

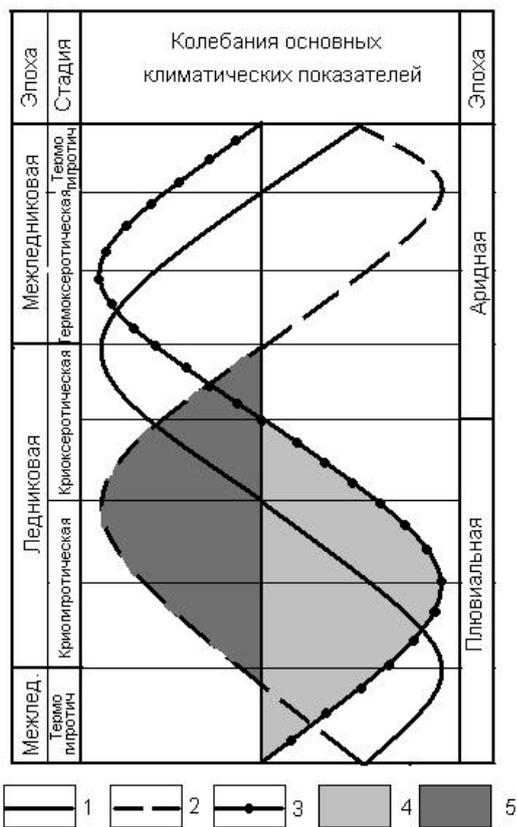


Рис. 49. Схема зависимости трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия от глобальных климатических изменений.

1-увлажненность на Русской равнине, 2-теплообеспеченность, 3-увлажненность в Каспийском регионе, 4-трансгрессии, 5-покровные оледенения (использованы материалы В.П. Гричука, 1969 и Н.Ю. Филипповой, 1997).

глобальной климатической ритмики. На нее неизбежно накладываются многочисленные дополнительные факторы. К ним относятся размер и контуры покровного оледенения, динамика оледенений Кавказа, в свою очередь вносящие коррективы в развитие климатических показателей в регионе. Деграция оледенений и сток талых вод «продлевает жизнь» трансгрессии или отражается в ее динамике более мелкой ритмикой, опять же в зависимости от размеров оледенения и его положения в водосборном бассейне Каспия. Несомненно, свою лепту в развитие каспийских бассейнов вносит перестройка гидрографической сети. Д.Д. Квасов (1975) вообще считал этот фактор главным в развитии, например, хвалынской трансгрессии. Одним из факторов, влияющим на состояние бассейнов, была перестройка речной сети Аму-Дарьи и ее полноводность, зависящая от увлажненности региона в водосборном бассейне. Многоводность кавказских рек также зависела от наличия ледников на Кавказе. Тектонические факторы (неотектонические движения, осадконакопление в бассейне и т.д.) также играют определенную роль в динамике бассейнов. Такой фактор, как высота Манычского порога, играл определяющую роль в положении максимального уровня «холодных» трансгрессий, не позволяя им сбрасывать излишек воды в Понт. В то же время он не позволял трансгрессивным морским водам Понта проникнуть в Каспий во время крупных межледниковых трансгрессий. Таким образом, на развитие трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия влияет множество причин, основной из которых является глобальная климатическая ритмика.

Рассмотрим возможные причины, вызывающие трансгрессивно-регрессивную ритмику в Понте. Трансгрессии в этом бассейне происходили двух типов: каспийского и морского (океанического). Поскольку Понт находится примерно в одинаковых широтах с Каспием, для него логично рассматривать в качестве причин для развития трансгрессий каспийского типа те же факторы, что и для Каспия, а именно,

1963; Абрамова, 1974 и др.).

В плейстоценовом ритме для Русской равнины В.П. Гричук (1969) выделил теплую и холодную фазы, а в каждой фазе по признаку увлажненности – стадии: в теплой – термоксеротическую и термогигротическую; в холодной – криогигротическую и криоксеротическую (рис. 43). Но если кривые увлажненности и теплообеспеченности на Русской равнине сдвинуты относительно друг друга на полфазы, то в находящемся существенно южнее Каспийском регионе они сдвинуты на три четверти (Гричук, 1969; Филиппова, 1997; Алисов, Полтораус, 1962), и чем южнее, тем очевиднее зависимость между понижением температуры и увеличением влажности. В Каспийском регионе, значительно вытянутом в субмеридиональном направлении, по-видимому, расхождения в соотношении влажности и температуры были разными, но тенденция должна была быть одинаковой.

Анализируя ход увлажнения в регионе, являющимся решающим фактором для развития трансгрессий (рис. 49), можно заключить, что «холодные» трансгрессии происходили в криогигротические фазы, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине. Однако, пик увлажненности на Каспии достигал своих максимальных значений раньше максимального развития оледенения (примерно к середине криогигротической фазы); к максимуму оледенения на Русской равнине (конец гиротической фазы) должен был отмечаться спад уровня моря. Максимум регрессии соответствовал середине термоксеротической фазы, когда межледниковые условия еще не достигли своей кульминации. «Теплые» трансгрессии, по-видимому, происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных сложных по структуре межледниковий.

Это идеализированная схема зависимости развития трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия от гло-

в первую очередь – ход увлажненности региона. Логично предположить, что трансгрессии здесь должны развиваться синхронно каспийским. Вероятно, так оно и было. Трансгрессии каспийского типа, а именно, солоноватоводные бассейны, развивались одновременно, но результирующая составляющая в регионах была разная. Если в Каспии (изолированный водоем) уровень бассейна мог подниматься достаточно высоко, то в Понте (ограниченная связь с океаном) он, при достижении уровня Босфорского порога, сбрасывал свои воды в Мраморное море. Серьезная составляющая положительного водного баланса в виде сброса в Понт каспийских вод не оказывала должного влияния на значительный подъем уровня. О сбросе солоноватых вод свидетельствуют отложения с солоноватоводной черноморской фауной в Мраморном море и на берегах Дарданелл. По этой причине трансгрессии каспийского типа (чаудинские, древнеэвксинские, новоэвксинская) имели отрицательные отметки уровня. Позднечаудинская и эвксинские трансгрессии достигли своего максимального уровня при подпоре со стороны средиземноморских вод в условиях межледниковой трансгрессии океана. Таким образом, трансгрессия каспийского типа перетекала в морскую фазу трансгрессии. Морские трансгрессии и их размах зависели от уровня океана и развивались одновременно (логично предположить лишь незначительное запаздывание) с трансгрессиями океана.

Как и в случае с Каспием, это *идеализированная* схема. Свои коррективы вносят развитие оледенений на Русской равнине и в горных областях, их объем и площадное распространение, сток талых ледниковых вод, перестройка речной сети. Тектонический фактор играет роль неотектоническими движениями в регионе, осадконакоплением и т.п. Таким образом, для развития в Понте трансгрессий каспийского типа определяющим фактором является климатическая ритмика. Высоту их уровня контролирует Босфорский порог. Для развития морских трансгрессий определяющей причиной является уровень Средиземного моря. Продвижение их по Маньчу в сторону Каспия контролируется Сальским и Маньчским порогами.

В ритмике колебаний водоемов, особенно трансгрессивных серий, достаточно явственно прослеживается иерархия уровней: стадия, фаза и т.д., особенно четко это видно на лучше изученных колебаниях позднелайстоценового и голоценового трансгрессивных этапов.

Вопрос об **изменении солености** в ходе трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейнов Каспия также не имеет однозначного решения. Ряд исследователей (Федоров, 1953, 1957; Шнитников, 1963; Квасов, 1974, 1975 и др.) считали, что во время трансгрессий происходило опреснение моря, в эпохи регрессий – осолонение. Причины этого они видят в увеличении притока пресных речных вод, увеличении количества выпадающих осадков, уменьшении испарения и сбросе части солей через Маньч. Другие исследователи (Колесников, 1940; Попов, 1961; Свиточ, 1976 и др.) пришли к выводу об опреснении в эпохи регрессий и осолонении в эпохи трансгрессий. Согласно выводам Г.И. Рычагова (1976, 1977, 1997), соленость в разных частях бассейна менялась по-разному: в Северном Каспии отмечалось ее увеличение в трансгрессивные эпохи, в котловинах Среднего и Южного Каспия – уменьшение.

Ряд авторов апеллируют в решении вопроса о солености к ископаемой малакофауне. Наши исследования показали, что резких скачков в развитии фауны при переходе от одного бассейна к другому не было. Формирование элементов каждой фауны прослеживается в предыдущих (более древних) фаунах. Во время регрессий они претерпевали эволюционные изменения, появлялся ряд новых видов, но этот процесс был достаточно постепенным. Примечательно, что именно в выделенных нами «малых трансгрессиях», которые по существу являются регрессивными бассейнами, развивались переходные фауны: в урунджикской завершено существование большей части бакинских элементов и началось развитие раннехазарских; в позднехазарской (гирканский комплекс) фауне появились и стали достаточно активно развиваться элементы хвальнской фауны. Новокаспийская фауна включает как представителей хвальнской, так и, очевидно, будущей фауны Каспийского бассейна. Эти же виды описаны В.И. Артамоновым и для мангышлакской регрессии. Вероятно, что при новом значительном подъеме уровня моря широкое распространение получат не все современные виды, уже сейчас среди дидакн отмечается некоторое увеличение количества тригоноидных форм. Правда, существенные коррективы в процесс распределения моллюсков и их численность в современном Каспии вносит антропогенный фактор. Анализ развития плейстоценовых фаун приводит к выводу о повышении солености в Северном Каспии и ее понижении в Среднем и Южном в эпохи трансгрессий (Менабде и др., 1991, 1992; Янина, 2005, 2006). Микрофаунистический анализ (Янко, 1989) и материалы по изменению изотопного состава кислорода раковин моллюсков (Горбаренко, 1972) подтвердили этот вывод.

В плейстоценовых бассейнах Понта соленостные условия бассейнов существенно различались, однако и в них в большинстве случаев смена солености происходила достаточно постепенно. В эпохи существования солоноватоводных бассейнов их ранние этапы были существенно опреснены; в дальнейшем, с поступлением в бассейн солоноватых вод Каспия, солей с водами суши, их минерализация повышалась,

соленость была близка каспийской. Морские трансгрессии, вызванные притоком средиземноморских вод, поднимали соленость, превращая бассейны в морские опресненные или полуморские. Скорость увеличения солености, как и конечная соленость бассейнов, напрямую зависела от скорости и объема поступающих морских вод. И если трансформация солоноватоводных позднечаудинского и эвксинских бассейнов в полуморские происходила достаточно постепенно, о чем свидетельствует постепенное появление и увеличение числа эвригалинных морских элементов фауны, а часто сосуществование представителей солоноватоводной и морской малакофауны, то развитие морской карангатской трансгрессии было более быстрым, а значит, и более катастрофичным для малакофауны. Также катастрофичным для моллюсков было превращение карангатского морского бассейна в пресноводный водоем. Такие изменения экологической обстановки – кризис осолонения (карангатский) и кризис опреснения (новоэвксинский) – были губительны для малакофаунистических сообществ, вызывая в них необратимые изменения.

4.6. РОЛЬ МАНЫЧСКОГО ПРОЛИВА В РАЗВИТИИ БАССЕЙНОВ ПОНТО-КАСПИЯ

Маньчский пролив, периодически функционировавший между Каспием и Понтом, является уникальным событием палеогеографии региона. Согласно нашим исследованиям, в неоплейстоцене отмечается по меньшей мере пять эпох открытия пролива: в раннем неоплейстоцене – в бакинскую эпоху, в среднем – дважды в эвксино-раннехазарскую эпоху и в позднем неоплейстоцене – в карангатско-позднехазарскую и хвалынскую эпохи (см. табл. 29).

Судя по положению и малакофаунистическому содержанию отложений Маньчской долины, в раннем неоплейстоцене Маньчский пролив открылся в максимум развития бакинской трансгрессии. Распространение в его осадках представителей позднебакинского малакофаунистического подкомплекса свидетельствует о сбросе каспийских вод по проливу в чаудинский бассейн Понта в позднебакинскую фазу развития бакинской трансгрессии. По данным Г.И. Попова (1983) водообмен между двумя бассейнами был двусторонний. Нигде в Каспийском регионе в бакинских осадках нами свидетельства поступления чаудинских вод – раковины видов эвксинского происхождения – не обнаружены. В проливе господствовали каспийские солоноватоводные моллюски, многочисленны были каспийские дрейссены и слабо солоноватоводные виды родов *Monodacna*, *Adacna* и *Hupanis*, процент пресноводных видов был невысоким. Состав малакофауны отвечает сравнительно высоким (для Каспия) условиям солености – у входа в пролив она составляла около 11–12%, несколько уменьшаясь по ходу благодаря впадающим в него рекам и прочим пресным водотокам. Водный поток из Каспия был существенным и достаточно продолжительным, судя по его влиянию на фаунистический облик позднечаудинского бассейна Понта.

В среднем неоплейстоцене открытие Маньчского пролива происходило дважды. В строении пролива прослеживаются эвксинские и нижнехазарские образования с близким составом малакофауны, имеющие двучленное строение, соответствующее двум стадиям раннехазарской и эвксинской трансгрессий. Широкое распространение раннехазарских видов в эвксинских бассейнах привело к прочно утвердившемуся среди исследователей представлению об одностороннем сбросе каспийских вод в Черноморскую котловину. Распространение черноморских дидактн *D. pontocaspia* в эвксино-хазарских отложениях Маньча на всем протяжении древнего пролива, а также их довольно частая встречаемость в хазарских отложениях Северного Каспия, может свидетельствовать о двусторонней связи между раннехазарским и эвксинским бассейнами. Об этом же могут свидетельствовать и находки церастодерм в приманьчском районе северо-западного Каспия. В хазарско-эвксинском проливе господствовали каспийские солоноватоводные моллюски, многочисленны были дрейссены и слабо солоноватоводные виды, сравнительно часто встречались пресноводные моллюски. Состав малакофауны отвечает сравнительно низким условиям солености – у входа в пролив она составляла не более 8–9 %, очевидно, периодически повышаясь при ингрессии эвксино-узунларских вод в пролив. Судя по строению отложений в Маньчской депрессии, пролив был широким, водный поток устойчивым, действующим в течение длительного времени. Влияние каспийских вод на бассейны Эвксина было существенным, более значительным, чем в бакинско-чаудинскую эпоху. Влияние же эвксинских вод на Каспий мало заметно.

В начале позднего неоплейстоцена в максимум карангатской трансгрессии в Маньчской долине существовал ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием. Состав в его осадках представителей карангатской фауны свидетельствует о довольно высокой солености вод залива, примерно равной современной солености Черного моря (около 18%). Г.И. Поповым (1983) определены два этапа

ингрессии карангатского моря, во втором из них ингрессия увеличилась. По-видимому, одновременным более раннему этапу был залив позднехазарского моря, имевшего низкие отметки уровня. Второму этапу ингрессии отвечало развитие второй стадии позднехазарской трансгрессии – гирканского, образывавшего довольно глубокий залив в долине Восточного Маныча. В эпоху регрессии карангатского бассейна в пролив ингрессировали гирканские воды, с которыми в черноморскую котловину проникли свойственные этому бассейну моллюски. Водный поток из Каспия не был существенным, судя по его влиянию на фаунистический облик карангатского бассейна Понта.

Последнее открытие пролива состоялось в раннехвалынскую эпоху, после достижения уровнем Каспия отметок около 50 м. Об этом свидетельствуют геоморфологическое строение Манычской депрессии, а также палеонтологическое содержание ее отложений. Согласно материалам наших исследований, отмечалось двухэтапное развитие пролива: эрозионный, о котором свидетельствуют ложбины стока и грядовый рельеф Манычской долины, а также абескунские хвалынские отложения; и аккумулятивный, отложивший ингрессировавшими хвалынскими водами в выработанную долину тонкие осадки между грядами, сформировавшие террасу на высоте около 22 м. Анализ таксономического состава фаунистических сообществ аккумулятивного периода развития пролива свидетельствует о солености его вод в восточной части около 11–12‰, уменьшающейся в западной части пролива благодаря опресняющему влиянию впадающих в него водотоков. Этот этап развития пролива датируется нами календарным возрастом 14,3–14,8 тыс. лет назад (C^{14} даты 12,5–12,7 тысяч лет). Ископаемые сообщества моллюсков указывают на однонаправленную миграцию малакофауны из Каспия в новоэвксинский бассейн Понта.

В неоплейстоценовой истории как Каспия, так и Понта, Манычский пролив играл существенную роль. В Каспии он осуществлял контроль уровня обширных «холодных» трансгрессий. В Понте контролировал распространение морских «теплых» бассейнов. Принимая воды каспийских трансгрессий и доставляя их в бассейны Понта, пролив способствовал увеличению их водной массы, изменению их гидрологических, гидрохимических и экологических параметров, а также изменял фаунистический облик водоемов не только распространением в них каспийских видов, но и образованием новых видов и подвидов (*Didacna borisphenica*, *D. rudis euxinica*). На бассейнах Каспия сток вод по Манычу сказывался понижением их уровня, а также сбросом части солей в водоемы Понта. Предполагаемое нами поступление эвксиноузунларских вод в раннехазарский бассейн Каспия сказалось на акклиматизации в Северном Каспии черноморского вида дидакн *Didacna pontocaspia* и образовании от него здесь нового подвида *Didacna pontocaspia tanaitica* (Л.А. Невеская (Nevesskaja, 2007) описывает его как вид). Распространение в Северном Каспии крассоидных дидакн, возможно, является свидетелем некоторого увеличения здесь солености благодаря поступлению черноморских вод.

С историей Манычского пролива тесно связана и проблема появления в Каспии морского эвригаллиного вида *Cerastoderma glaucum*, существенно повлиявшего на малакофауну бассейна. Малакофаунистический анализ каспийских отложений показывает, что временем появления церастодермы является новокаспийская эпоха. В регрессивных мангышлакских осадках этого моллюска нет, как нет и в составе раннего новокаспийского подкомплекса (возможно, просто вид был еще распространен на очень ограниченных участках, не охваченных исследованиями). Никаких геологических, геоморфологических и палеонтологических доказательств функционирования пролива в эту эпоху в настоящее время не существует. Б.А. Федоровичем высказано предположение о заносе личинок или самих раковин из Черного моря птицами. П.В. Федоровым (1957) предложен путь проникновения церастодерм с помощью древнего человека. Подобное предположение сделано в ряде докладов и А.Л. Чепалыгой.

Версия о существовании Манычского пролива в позднехалынскую и мангышлакскую эпоху как пути проникновения *Cerastoderma* в Каспий, высказана Е.Н. Бадюковой (2001, 2006). Она предполагает, что первое проникновение моллюсков *Cerastoderma* в Каспийский бассейн могло произойти в конце позднехвалынской эпохи, когда по широкому проливу со спокойным течением воды позднехвалынского моря сбрасывались в новоэвксинский водоем, существовавший в это время в области Черноморской котловины. Автором монографии высказаны возражения (Янина, 2005). По существующим представлениям средиземноморские воды, а вместе с ними и первые эвригаллинные морские моллюски, стали поступать в черноморскую котловину 7–8 тысяч лет назад, во время послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. Существуют свидетельства (в частности, изотопные) более раннего проникновения средиземноморских вод в Эвксин, но и в этом случае появление в нем морских моллюсков, а тем более распространение их в северо-восточной части Азово-Черноморского бассейна, должно было произойти гораздо позже, уже в послехвалынское время. Поэтому, даже если предположить отсутствие Манычского порога и существование пролива между позднехалынским и новоэвксинским бассейнами, проникновение *Cerastoderma*

glaucum в Каспий по нему в этот период исключается по причине отсутствия этого вида в азовской и приазовской области Эвксина. Основная волна проникновения моллюсков в Каспий отнесена исследователем к максимуму новочерноморской трансгрессии Черного моря, когда течение по Манычскому проливу уже осуществлялось из Черного моря в Каспий, находящийся в состоянии регрессии (мангышлакской). Биологические характеристики *Cerastoderma glaucum* в принципе могут позволить этому виду преодолеть Манычский пролив. Однако большинством исследователей пик новочерноморской трансгрессии определяется в 5–4,5 тысячи лет, когда в Каспии уже развивалась новокаспийская трансгрессия.

Е.Н. Бадюковой (2001, 2006) собран очень интересный материал, представляющий собой практически все имеющиеся сведения о находках раковин вида на отметках выше –20 м, они приводятся как доказательства проникновения *Cerastoderma* в Каспий в домангышлакское время. Ни в коей мере не подвергая сомнению фактологический материал, мы пока не можем согласиться с выводами автора, сделанными на его основе. Относительно находок новокаспийских дидакн на высоких уровнях можно отметить следующее: действительно, как показали наши полевые исследования, в верхнехвалынских отложениях последних этапов развития трансгрессии довольно часты находки дидакн, получивших в дальнейшем широкое развитие в новокаспийских отложениях. Раковины *Cerastoderma* в отложениях высоких уровней встречены не были. Вполне возможно, что эти уровни и относятся к домангышлакской эпохе, но они вовсе не доказывают существование пролива. Это относится и к приводимым абсолютным датировкам: они констатируют время появления церастодерм в Каспийское море, но отнюдь не пути или способ их проникновения.

Автор монографии склоняется к пути проникновения *Cerastoderma glaucum* в максимум новочерноморской трансгрессии, когда в долине Западного Маныча существовал залив, населенный этими моллюсками, а в Манычской депрессии – ряд остаточных соленых озер. Из залива по цепочке озер, очевидно, не без помощи древнего человека, этот достаточно эврибионтный вид прошел путь до новокаспийского бассейна. Вполне возможно, что одним из способов его проникновения были плавательные приспособления (лодки), о которых упоминается в археологических публикациях, которые могли перетаскиваться (а скорее, доставляться по рекам) из моря в озеро и т.д. – аналогичным способом проник в Каспий в прошлом веке другой эвригалинный морской вид *Mytilaster lineatus*. Хотя и эта версия остается лишь предположением. Можно заключить, что вопрос о пути и способе проникновения средиземноморского вида *Cerastoderma glaucum* в Каспий, ставшего здесь руководящим видом, на данном этапе исследований, до получения убедительных доказательств, остается открытым.

Часть III. КОРРЕЛЯЦИЯ

5. БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Проблема сопоставления трансгрессивно-регрессивной ритмики Каспия и Понта в неоплейстоцене с ледниковыми событиями на Русской равнине является важнейшей и сложнейшей в палеогеографии. Ей уделено большое внимание исследователей (Милановский, 1932; Мирчинк, 1936; Николаев, 1953; Федоров, 1957, 1978; Васильев, 1959, 1969, 1982; Москвитин, 1962; Марков и др., 1965; Величко, 1975, 1982, 1991; Зубаков и др., 1977; Зубаков, 1985, 1986; Рычагов, 1977, 1997; Динамика..., 2002 и др.). К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии и Понте с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет.

5.1. БАСЕЙНЫ КАСПИЯ И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

Среди исследователей Каспийского региона распространена точка зрения, что трансгрессии Каспия вызваны таянием ледников Русской равнины и окружающих гор (Рейнгард, 1931; Ковалевский, 1952 и др.). С оледенениями Русской равнины сопоставляли трансгрессии А.И. Москвитин (1962), Ю.М. Васильев (1961) и др. Согласно К.К. Маркову (2005), наиболее благоприятные условия для развития трансгрессий происходили в тот период, когда не таяли, а наоборот, интенсивно образовывались ледники. А.А. Величко (1973, 1991 и др.), Д.Д. Квасов (1975) считают крайне неблагоприятными климатические условия для развития трансгрессий во вторую половину ледниковых эпох. Заключение о развитии трансгрессий в конце межледниковых – начале ледниковых эпох сделано Г.И. Рычаговым (1977, 1997). Близкие взгляды высказаны Т.А. Абрамовой (1974) и Н.Ю. Филипповой (1997). Развитие хвалынской трансгрессии с «эпохой экстремальных затоплений» связывает А.Л. Чепалыга (2004, 2006 и др.).

К настоящему времени единого мнения о сопоставлении палеогеографических событий в Каспии с оледенениями и межледниковьями Русской равнины нет (табл. 30). Как нет и единства во взглядах на событийные схемы этих регионов в плейстоцене.

Таблица 30.

Представления исследователей о корреляции палеогеографических событий в Каспийском регионе и на Русской равнине

Поздний плейстоцен Каспия	Москвитин А.И. 1962	Кожевников А.В. 1971	Рычагов Г.И. 1977	Федоров П.В. 1978	Свиточ А.А. 2008-2010
Новокаспийская трансгрессия	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен	Голоцен
Мангышлакская регрессия					
Хвалынская трансгрессия	Позднешхвалынская стадия	Осташковский ледниковый век	Крестецкая стадия	Поздневалдайское оледенение	Осташковское оледенение
	Енотаевская регрессия		Интерстадиал		
		Раннешхвалынская стадия	Молого-шекснинский межледниковый век	Вепсовская стадия	Ранневалдайское оледенение
	Калининский ледниковый век		Соминский интерстадиал		
Ательско-ахтубинская регрессия	Микулинский межледниковый век	Калининское оледенение	Молого-шекснинское межледниковье	Калининское оледенение	Ранний, средний валдай и первая половина поздневалдайской ледниковой эпохи
Позднехазарская трансгрессия					

Глобальные изменения климатических условий в неоплейстоцене оказывали решающее влияние как на трансгрессивно-регрессивное состояние Каспийских бассейнов, так и на образование ледников и их деградацию на Русской равнине. В свою очередь последние также оказывали региональное влияние на развитие бассейнов Каспия. В части II автором предложена идеализированная схема развития каспийских трансгрессий под влиянием глобальных климатических изменений. Сопоставление ее со схемой В.П. Гричука (1969) для развития оледенений Русской равнины показало, что условия, благоприятные как для развития оледенений, так и каспийских трансгрессий, примерно совпадали. Прекращение подъема уровня Каспия, а также его регрессивная фаза, наступали с максимумом оледенения, в холодных и сухих климатических условиях. Сток талых ледниковых вод, особенно в раннем и среднем неоплейстоцене после образования самых крупных покровных ледников (донского и днепровского), также оказывал влияние на состояние уровня бассейнов, «продлевая жизнь» трансгрессии уже в условиях начавшегося межледниковья. На эти условия водного баланса накладывалось много других факторов регионального значения, о которых сказано в разделе 5. В этих условиях развивались «холодные» трансгрессии Каспия – бакинская, раннехазарская и хвалынская (палеогеографическая характеристика бассейнов дана в разделе 4).

Реконструкция палеогеографических событий в Каспии показала, что помимо «холодных» обширных трансгрессий в истории Каспия существовали и «теплые» трансгрессии, имевшие отрицательные отметки уровня («малые» трансгрессии), развивавшиеся в межледниковых условиях: урунджикская, позднехазарская и новокаспийская.

На основании комплексного анализа палеогеографических данных автором предлагается схема сопоставления трансгрессивно-регрессивных событий в Понто-Каспии с ледниково-межледниковой ритмикой на Русской равнине (табл. 31) в неоплейстоцене.

Начало **раннего неоплейстоцена** в Каспийской котловине характеризовалось существованием регрессивного тюркянского бассейна. Основанием для нижней корреляционной границы служит инверсия палеомагнитных зон Матуяма-Брюнес, зафиксированная внутри тюркянских отложений Каспия (Мамедов, Алескерев, 1988) и в основании гремязьевских (нижнеильинских) (Болиховская, Молодьков, 2000) или над петропавловскими (Поспелова и др., 1998) отложениями Восточной Европы. Чередование потеплений и похолоданий начала раннего неоплейстоцена, безусловно, отражалось на колебаниях уровня тюркянского бассейна, но, по-видимому, ритмика такого ранга (не «экстраординарная») не приводила к значительному повышению уровня, зафиксированному в осадках выше современного уровня моря. Этому не способствовало и очень низкое положение уровня регрессивного бассейна. Лишь значительное увлажнение региона могло привести к трансгрессии с положительными отметками уровня. Таким событием, очевидно, стало изменение климатических условий (16 ИКС), приведшее к обширному донскому оледенению на Русской равнине. С ним сопоставлено начало «холодной» бакинской трансгрессии Каспия. Корреляция подтверждается материалами по распространению млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса.

Максимальное продвижение к югу ледника, приведшее к образованию в его периферической области сухих холодных степей (спорово-пыльцевые материалы по Северному Прикаспию), должно было бы привести к падению уровня Северного Каспия. Значительная меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего «сгладила» этот эффект. Увлажненность Восточного Предкавказья в эпоху донского оледенения подтверждается формированием там мощной почвы (Болиховская, 2005). Развитие бакинской трансгрессии было поддержано стоком вод деградирующего ледника в условиях потепления климата.

Поздняя фаза бакинской трансгрессии была умеренно тепловодной, развивалась в условиях, близких к межледниковым – им соответствовала обстановка продолжительного, с фазами потепления (15 и 13 ИКС) и похолодания (14 ИКС), самого влажного в плейстоцене (Болиховская, Молодьков, 2000) мучкапского межледниковья, вплоть до похолодания (12 ИКС), приведшего к развитию окского оледенения. Во время окского оледенения бакинский бассейн испытал регрессию. В отличие от донского, эпоха окского оледенения была криоксеротической, о чем свидетельствует образование лессов в Восточном Предкавказье (Болиховская, 2005).

Начало **среднего неоплейстоцена** на Каспии было ознаменовано «малой» урунджикской трансгрессией – самым тепловодным и соленым трансгрессивным бассейном Каспия. Мы его коррелируем с самым теплым (Болиховская, 2005) межледниковьем Русской равнины – лихвинским (11 ИКС). Такая корреляция исходит из последовательности развития событий, подкрепляется фаунистическими данными (сингильский комплекс млекопитающих). Трансгрессия была отделена регрессиями как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской трансгрессии.

Таблица 31. Схема корреляции трансгрессивно-регрессивных событий неоплейстоцена Каспия с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины

Время	Каспий	Русская равнина	ИКС шкала возраст границ
Голоцен	Новокаспийская трансгрессия	Послеледниковье	1 тыс. лет
	Мангышлакская регрессия		11
Поздний плейстоцен	Позднехвалынская трансгрессия (стадия)	Поздневалдайское оледенение	2
	Енотаевская регрессивная стадия		24
	Раннехвалынская трансгрессия (стадия)	Внутривалдайский межстадиал	3
	Ахтубинско-ательская регрессия	Ранневалдайское похолодание (оледенение?)	4
	Гирканская трансгрессия (стадия)	Микулинское межледниковье	5
	Регрессивная стадия		71
	Позднехазарская трансгрессия (ст.)		127
	Регрессия	Днепровское (московское) оледенение (стадия?)	6
	Средний плейстоцен	Поздняя раннехазарская трансгрессия (стадия)	Черепетьское (роменское, одинцовское) межледниковье
Регрессия		Жиздринское (орчикское) похолодание (днепровское оледенение, стадия?)	8
Средняя раннехазарская трансгрессия (стадия)		Чекалинское (каменское) межледниковье	9
Регрессия		Калужское (борисоглебское) похолодание	10
Ранняя раннехазарская трансгрессия (стадия)		Лихвинское межледниковье	11
Регрессия			127
Урунджикская трансгрессия			186
Регрессия	Окское оледенение	7	
Ранний плейстоцен	Бакинская трансгрессия	Мучапское (беловежское) межледниковье	8
		Донское оледенение	9
		Семилуцкое (позднеильинское) межледниковье	10
	Тюркянский регрессивный бассейн	Девическое (внутриильинское) похолодание	11
		Гремячевское (раннеильинское) межледниковье	12
		Покровское похолодание	13-15
		Петропавловское межледниковье	16
		712	17
		760	18
787	19		
21	20		

Цветом выделены «теплые» трансгрессии и синхронные им межледниковья

Развитие трех раннехазарских трансгрессий (или трех стадий раннехазарской трансгрессивной эпохи) сопоставляется нами с эпохами похолоданий (10, 8 и 6 ИКС), которым на Русской равнине отвечают калужское, жиздринское и днепровское оледенения. Эпохам потеплений (9 и 7 ИКС), коррелируемым с чекалинским и черепетьским межледниковьями Русской равнины, в Каспии отвечали раннехазарские регрессивные стадии.

Начало *позднего неоплейстоцена* на Русской равнине характеризовалось теплой микулинской межледниковой эпохой. Это палеогеографическое событие ни у кого из исследователей региона не вызывает сомнения. Однако о возрастных границах и длительности микулинского межледниковья нет единого мнения. Представления исследователей по этим вопросам обобщены Н.С. Болиховской и А.Н. Молодьковым (2008). Возраст микулинского межледниковья оценивается интервалом 100-70 тыс. лет (Заррина, Краснов, 1983), 128-116 тыс. лет (Арсланов, 1992; Спиридонова, 1991), 140-100 тыс. лет (Величко и др., 1999); 140-70 тыс. лет (Болиховская, Молодьков, 1999). Для территории Белоруссии это 130-115 (90) тыс. лет (Yelovicheva, Sanko, 1999), для Украины - 130-107 тыс. лет (Gerasimenko, 2001). По мнению многих исследователей межледниковье было непродолжительным, сопоставимым лишь с изотопной подстадией

5e по шкале SPECMAP (Imbri et al., 1984), с наиболее теплым периодом около 125 тыс. лет назад. Согласно исследованиям Н.С. Болиховской и А.Н. Молодькова (Болиховская, 1995; Болиховская, Молодьков, 2000, 2005, 2008; Молодьков, Болиховская, 2010 и др.), изотопной подстадии 5e отвечает лишь первый их трех термических максимумов микулинского межледниковья. Внутри сложного по структуре межледниковья, охватывающего, по их мнению, всю стадию 5, зафиксированы также два похолодания, названные эндотермалами.

Эпоха значительного потепления (5 ИКС) в Каспии отозвалась продолжительной регрессивной эпохой. В первую фазу похолодания и увлажнения (первый эндотермал) развилась «малая» позднехазарская трансгрессия – тепловодный бассейн с отрицательными отметками уровня. Во вторую фазу похолодания и увлажнения (второй эндотермал) в конце микулинской эпохи развилась вторая стадия позднехазарской трансгрессии – гирканская, которая продолжила свое развитие в условиях похолодания и увлажнения начала 4 ИКС. Такая корреляция подтверждается тепловодностью бассейна, его датировками, соотношением его осадков с карангатскими в Маныче, где отмечался сток гирканских вод в Черноморскую котловину при регрессии карангатского моря, произошедшей в условиях начавшегося оледенения. Согласно исследованиям Н.С. Болиховской (2005, 2007), в центральных районах Восточной Европы наиболее высокая влагообеспеченность в позднем плейстоцене была свойственна именно этому интервалу.

Следует отметить, что наши исследования по Каспию находятся в согласии с точкой зрения исследователей (Молодьков, 1995; Болиховская, Молодьков, 2000; Болиховская, 2005; Чепалыга, 2002 и др.), сопоставляющих микулинское (эмское) межледниковье со всей стадией 5, а не 5e, как было принято после работ (Shackleton, 1969; Mangerud et al., 1979).

Согласно представлениям (Спиридонова, 1991; Арсланов, 1992; Величко и др., 2002; Судакова, 2005 и др.), около 110 тыс. лет назад уже началась валдайская ледниковая эпоха. Палеогеографические материалы по Каспийскому региону находятся в противоречии с ними, ибо в это время Каспий представлял собой теплый бассейн; характерным видом малакофауны его опресненных районов, в том числе и северо-западного, был *Corbicula fluminalis* – южный теплолюбивый вид. Подтверждением межледникового характера бассейна было и его одновременное существование с межледниковой карангатской трансгрессией Черного моря, о чем свидетельствует характер залегания отложений двух бассейнов в Манычской депрессии (Попов, 1983).

Существование ранневалдайского оледенения (или стадии оледенения) является предметом дискуссии. Согласно Н.Г. Судаковой (2000, 2005) в раннем валдае развивалось оледенение, и оно было более обширным, чем поздневалдайское. По данным А.А. Величко и др. (1981, 2000) оледенение в валдайскую эпоху было одно – поздневалдайское, а если ранневалдайское и существовало, то было очень незначительным. Согласно палеогеографическим реконструкциям Н.С. Болиховской (2005 и др.) валдайский этап характеризуют 10 холодных (стадиальных) интервалов, 9 межстадиалов и несколько межфазисов. В Нижнем Поволжье пик похолодания (4 ИКС) выражен глубокими ледяными клиньями в основании ахтубинских осадков, а также перигляциальными спорово-пыльцевыми спектрами. Каспийский бассейн отреагировал на эти условия регрессией. Надо отметить, что, в отличие от ранне- и среднеледниковых оледенений, валдайская регрессия началась несколько раньше, была глубокой, слабо отреагировала (или не отреагировала) на сток ледниковых вод (если он существовал). Низкий уровень Каспия (ательский бассейн) продолжал держаться и в эпоху потепления (3 ИКС), которая ознаменовалась на Русской равнине межстадиалом.

Эпоха нового этапа похолодания (2 ИКС), приведшая к возникновению поздневалдайского (осташковская стадия) оледенения, отразилась в Каспии подъемом его уровня – хвалынской трансгрессией. Согласно нашим представлениям (материалы изучения скважины 1), первая раннехвалынская трансгрессивная фаза началась еще во второй половине средневалдайского потепления – в молодовский или днестровский межстадиал. Ее сменила регрессивная фаза в эпоху сухого и холодного климата максимума поздневалдайского оледенения. Эта эпоха, датированная 24-17 тыс. лет назад (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009), отличалась очень холодным и сухим климатом, наиболее суровым климатом плейстоцена (Величко, 1973). На Русской равнине сплошное распространение мерзлоты реконструировано до 57-58° с.ш., очагами она распространялась до берегов Каспийского моря. Среднегодовые температуры снижались до -10 – -5°C в южных областях Европы (Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009). Такие климатические условия с очевидностью привели водный баланс бассейна Каспия к его отрицательному состоянию, вызвавшему снижение уровня.

Последовавшее затем потепление и деградация оледенения привели к новой трансгрессивной фазе. Судя по материалам Г.И. Рычагова (1997), а также нашим данным по скважине 1, раннехвалынская стадия

характеризовалась пятью трансгрессивными фазами. Анализ положения датированных отложений побережья показал, что, к сожалению, в настоящее время нет радиоуглеродных датировок максимальной стадии трансгрессии. Их большая часть относится к стадильному уровню около 22 м, определяя его возраст (калиброванный) в 15-14 тысяч лет назад. Это была эпоха начала деградации поздневалдайского оледенения, охарактеризованная значительным обводнением рек Русской равнины и усилением их стока в Каспий (Панин и др., 2005). Литологическими особенностями нижнехвалынских отложений являются шоколадные глины. Согласно представлениям А.И. Москвитина (1962) и Г.И. Горецкого (1966), их накопление обусловлено обильным поступлением тонкого взвешенного материала с суши в перигляциальных условиях. Ленточность шоколадных глин – также признак перигляциальных условий (Москвитин, 1962). Отсутствие в шоколадных глинах малакофауны, очевидно, свидетельствует о высокой мутности водоема.

Радиоуглеродные датировки, лежащие в интервале 11-12 тыс. лет, полученные по нижнехвалынским отложениям Манычской долины (Свиточ и др., 2008; Arslanov, Yanina, 2010), также характеризуют время существования Манычского пролива при уровне Каспия на отметках около 22 м. Датировок первого этапа сброса вод раннехвалынской трансгрессии по Манычу при достижении ею отметок до 50 м в настоящее время нет.

Средний и поздний дриас позднеледниковья характеризовались крайне засушливыми и очень холодными условиями (Гричук, 1969; Величко, 1991). В Каспии им, по-видимому, соответствовали регрессивные фазы; обе, или одна из них – еnotaевская между раннехвалынской и позднехвалынской стадиями трансгрессии. Согласно пыльцевым данным (Сорокин и др., 1983) это была эпоха сухого прохладного климата.

Снижение уровня позднехвалынского моря происходило неравномерно, оно сопровождалось останковками и вторичными трансгрессивными подъемами (Леонтьев, Федоров, 1953; Рычагов, 1997 и др.). Регрессивная тенденция началась на фоне увеличения сухости в регионе. Так, по данным Т.А. Абрамовой (1974) в нижней части верхнехвалыnskих осадков относительно многочисленна и разнообразна пыльца древесной растительности (сосна, ольха, береза, дуб, лещина, граб, лапина, ива) и спор (зеленые мхи, папоротники). Выше по разрезу тип спектров существенно меняется, и доминирующее положение занимает пыльца травянистой (до 30% ксерофитов) и кустарничковой растительности, пыльца древесной растительности единична. Спорово-пыльцевым спектром конца позднехвалынского времени присуще абсолютное преобладание пыльцы травянистых ксерофитов, а среди неё полыни и маревых, что свидетельствует о распространении полупустынно-степной растительности.

Падение уровня позднехвалынского бассейна завершилось мангышлакской регрессией. Судя по реконструированной по результатам палинологического изучения разрезов Волго-Ахтубинской поймы континентализации климата (Болиховская, 1990), а также результатам радиоуглеродного датирования (Рычагов, 1997), это произошло в бореальный период голоцена. Увлажнение атлантического этапа привело к новокаспийской трансгрессии.

5.2. БАСЕЙНЫ ПОНТА И ЛЕДНИКОВЫЕ СОБЫТИЯ НА РУССКОЙ РАВНИНЕ

При сопоставлении трансгрессивно-регрессивной ритмики Понта и ледниково-межледниковой ритмики на Русской равнине в неоплейстоцене мы исходим из того, что морские (и полуморские) трансгрессии Понта, во время которых в бассейне распространялась средиземноморская малакофауна, могли быть связаны только с вторжением средиземноморских вод через проливы в Черноморскую котловину. Такие вторжения могли происходить в неоплейстоцене лишь в теплые межледниковые эпохи при глобальном повышении уровня Океана и Средиземного моря. В холодные ледниковые эпохи, когда происходили регрессии Океана и Средиземного моря, черноморские морские бассейны, сбрасывая воды через Босфор, должны были регрессировать вслед за Средиземным морем. В неоплейстоценовой истории Понта выделены морские или полуморские бассейны: эпичаудинский (Карадениз) в раннем неоплейстоцене, палеоузунларский, узунларский и ашейский в среднем неоплейстоцене; карангатский в позднем неоплейстоцене и черноморский в голоцене. Они являются «реперами», связывающими морские бассейны Понта с межледниковыми эпохами. Подтверждением служит наличие в осадках морских бассейнов тепловодных диатомей и межледниковых спорово-пыльцевых комплексов.

Регрессии Понта происходили вслед за регрессиями Океана в ледниковые эпохи. Подтверждением служат определения в отложениях регрессивных водоемов холодноводных видов диатомей и перигляциальных спорово-пыльцевых комплексов. Регрессивные бассейны Понта, начиная свое развитие по «каспийскому типу», не могли иметь высокий уровень из-за сброса вод через Босфор даже при поступлении в них по Манычу каспийских вод. Уровень мог быть высоким лишь в условиях подпора со стороны Среди-

земного моря, а именно, когда там начинала свое развитие межледниковая трансгрессия. Дальнейшее ее развитие приводило к поступлению морских вод в солоноватоводный трансгрессивный бассейн Понта – начиналась его морская трансгрессия. Известны трансгрессивные бассейны каспийского типа: позднечаудинский в раннем неоплейстоцене; два эвксинских в среднем неоплейстоцене; новоэвксинский в позднем неоплейстоцене. Глубоководными скважинами вскрыты отложения раннечаудинского и постчаудинского регрессивных водоемов в раннем неоплейстоцене; послеузунарских регрессивных водоемов в среднем неоплейстоцене; новоэвксинского регрессивного бассейна в позднем неоплейстоцене. На основании последовательности палеогеографических событий и их палеогеографическом анализе предложена схема сопоставления трансгрессивно-регрессивных событий Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины (табл. 31).

Ранний неоплейстоцен Понта начался с раннечаудинского бассейна (граница Матуяма-Брюнес расположена в чаудинских отложениях, согласно В.А. Зубакову, 1986 и др.) с отрицательными отметками уровня. Донское оледенение привело к его регрессии («болгарская» регрессивная чауда с перигляциальным спорово-пыльцевым спектром). Если уровень упал ниже Босфорского порога (данных для этого периода нет), то бассейн превратился в бессточный и начал свое развитие по «каспийским законам». Начавшийся подъем уровня, а также приток бакинских вод Каспия, привели к развитию позднечаудинского бассейна. Из-за стока вод в средиземноморский бассейн с низким уровнем (чаудинская фауна в Мраморном море) уровень позднечаудинского бассейна не мог быть высоким. Его подъем до близких современным отметок произошел с развитием межледниковой (мучкапское межледниковье, ИКС 15-13) трансгрессии Океана и Средиземного моря и подпором с ее стороны позднечаудинского бассейна. Отложения этого трансгрессивного бассейна каспийского типа выходят на мысе Чауда, на кавказском побережье и т.д.). Дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии привело к поступлению ее вод в чаудинский солоноватоводный водоем – началась эпичаудинская (море Карадениз) трансгрессия морского типа (распространение средиземноморских эвригалинных моллюсков). Каспий в эту эпоху регрессировал. Функционирование Маньчского пролива прекратилось. Глобальное похолодание (ИКС 12), приведшее к развитию окского оледенения на Русской равнине, вызвало понижение уровня эпичаудинского бассейна, регрессировавшего вслед за регрессией Океана и Средиземного моря – постчаудинская регрессия Понта (глубоководные регрессивные осадки с перигляциальным спорово-пыльцевым спектром и холодноводным диатомовым комплексом). В эту эпоху сброса каспийских вод не было.

В начале **среднего неоплейстоцена** межледниковая (ИКС 11, лихвинское межледниковье) трансгрессия Средиземного моря затопила черноморскую котловину, приведя к развитию в ней палеоузунарского морского (полуморского) бассейна с эвригалинной и умеренно эвригалинной средиземноморской малакофауной. Последующие среднелепистоценовые холодные эпохи (ИКС 10, 8 и 6), вызвавшие развитие оледенений на Русской равнине, в Понте отразились регрессиями и развитием солоноватоводных бассейнов каспийского типа с поступлением в них через Маньчский пролив вод раннехазарской трансгрессии Каспия. Сменявшие их теплые эпохи (ИКС 9 и 7), отразившиеся на Русской равнине чекалинским (каменским) и одинцовским (черепетьским, роменским) межледниковьями, приводили к вторжению в солоноватоводные эвксинские бассейны вод трансгрессировавшего Средиземного моря и развитию в Понте трансгрессивных бассейнов морского (полуморского) типа – узунларского и ашейского.

В начале **позднего неоплейстоцена** в эпоху значительного глобального потепления (ИКС 5) и микулинского межледниковья Русской равнины трансгрессия Океана и Средиземного моря вызвала затопление черноморской котловины средиземными водами и развитие в ней карангатской морской трансгрессии, глубоко ингрессировавшей в Маньчскую долину. С началом валдайского похолодания (ИКС 4) карангатское море регрессировало. Внутривалдайское межстадиальное потепление (ИКС 3) отразилось в Понте небольшим поднятием уровня и потеплением его вод (сурожский бассейн), но развития морской трансгрессии в нем в эту эпоху, очевидно, не было. Похолодание в конце позднего плейстоцена (ИКС 2), приведшее к поздневалдайскому оледенению (стадии), вызвало в Понте глубокую регрессию – новоэвксинский сильно опресненный или пресноводный озерный водоем. Развитие его как каспийского бассейна, а также сток вод хвалынской трансгрессии Каспия, привели к поднятию его уровня и сбросу вод в средиземноморский бассейн, имевший низкие отметки уровня. В условиях начавшейся послеледниковой трансгрессии Средиземного моря и подпора с ее стороны новоэвксинский водоем повысил свой уровень до -30 - -20 м. Дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии привело к поступлению ее вод в новоэвксинский сабо солоноватоводный бассейн и развитию в нем трансгрессии морского типа, приведшей к образованию современных Черного и Азовского морей.

Таблица 32. Схема корреляции трансгрессивно-регрессивных событий неоплейстоцена Понта с ледниково-межледниковой ритмикой Русской равнины

Время	Понт	Русская равнина	ИКС шкала возраст границ	
Голоцен	Черноморская трансгрессия	Поспеледниковье	1 тыс. лет	
	Новоэвксинская трансгрессия каспийского типа		11	
Поздний плейстоцен	Новоэвксинский регрессивный бассейн	Позднечалдайское оледенение	2	
	Сурожский бассейн	Внутривалдайский межстадиал	3 24	
	Посткарангатская регрессия	Ранневалдайское похолодание (оледенение ?)	4 57	
	Карангатская трансгрессия	Микулинское межледниковье	5 71	
			127	
Средний плейстоцен	Регрессия	Днепровское (московское) оледенение (стадия?)	6 186	
	Ашейская трансгрессия морского типа	Черепетьское (роменское, одинцовское) межледниковье	7 242	
	Позднеэвксинская трансгрессия каспийского типа ?	Жиздринское (орчипское) похолодание (днепровское оледенение, стадия?)	8 301	
	Регрессия			
	Узунларская трансгрессия морского типа	Чекалинское (каменское) межледниковье	9 334	
	Эвксинская трансгрессия каспийского типа	Калужское (борисоттебское) похолодание	10 364	
	Регрессия			
	Палеоузунларская трансгрессия морского типа	Лихвинское межледниковье	11 427	
	Древнеэвксинская трансгрессия каспийского типа	Окское оледенение	12 474	
	Регрессия			
Ранний плейстоцен	Эпичаудинская (Карадениз) трансгрессия морского типа	Мучкапское (беловежское) межледниковье	13-15 621	
	Позднечаудинская трансгрессия каспийского типа	Донское оледенение	16 659	
	Регрессия			
	Ранечаудинский бассейн		Семилуцкое (позднечалдайское) межледниковье	17 712
			Девичье (внутрильдинское) похолодание	18 760
			Гремячевское (раннечалдайское) межледниковье	19 787
			Покровское похолодание	20
	Петропавловское межледниковье	21		

Цветом выделены трансгрессии морского типа и синхронные им межледниковья.
Возраст границ изотопно-кислородных стадий дан по Bassinot et al. (1994)

Сравнительный анализ развития Каспия и Понта в условиях ледниково-межледниковой ритмики Русской равнины показал следующую закономерность и коррелятность их бассейнов. В эпохи развития оледенений уровень Каспия поднимался, а уровень Понта понижался вслед за регрессирующим Средиземным морем. В максимум оледенений оба бассейна испытывали регрессию, при этом в Понте отмечались самые низкие отметки его уровня, а бассейн, возможно лишь на короткое время, превращался в сильно опресненный озерный. На этой стадии и Каспий и Понт развивались по «каспийским законам». Трансгрессивное развитие Каспия и сброс его вод в черноморскую котловину, а также «каспийское» развитие самого бассейна Понта, приводили к поднятию его уровня, которое не могло быть значительным из-за сброса вод в средиземноморский бассейн, имевший низкие отметки уровня. В межледниковые эпохи трансгрессия Средиземного моря вызывала поднятие уровня солонатоводного бассейна Понта, а затем и развитие в нем морской трансгрессии. Каспий в эпохи максимального развития межледниковий находился

в регрессивном состоянии; в фазы похолодания и увлажнения в межледниковые эпохи в нем развивались «малые» трансгрессии с отрицательными отметками уровня, не имевшие стока в Понт.

Что касается сопоставления событий в Понто-Каспии с оледенениями Кавказа, то сделать это очень сложно из-за слишком разных взглядов на их число и временное развитие. Одни исследователи составили представление о трех оледенениях Кавказа: (Рейнгард, 1932; Варданянц, 1948; Хаин, 1950; Мамедов, Алескеров, 1988; Алескеров, 1990); другие - двух (Ковалевский, 1936; Думитрашко и др., 1977; Лилиенберг, 1962; Антонов, 1963; Будагов, 1973), но при этом нет совпадения мнений о возрасте этих оледенений и причинах их развития. Большинство геологов главными причинами оледенений считают поднятие Кавказа. А.В. Мамедов, Б.Д. Алескеров (1988) основную причину видят в общем планетарном изменении климата. Мнение о том, что оледенения Кавказа не были синхронны оледенениям Русской равнины, было обоснованно высказано К.К. Марковым и Г.И. Лазуковым (1965). Кажется очевидным, что развитие оледенений Кавказа должно было происходить в условиях, благоприятных и для развития трансгрессий каспийского типа, опережая развитие оледенений на равнине. Развитие оледенений Кавказа, очевидно, влияло на развитие трансгрессий региональным изменением климатических условий и изменением стока кавказских водотоков.

6. НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ БАСЕЙНЫ ПОНТО-КАСПИЯ И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Сравнительная характеристика террас, плейстоценовых отложений и палеогеографических событий Понто-Каспия и Средиземноморья, начиная с Н.И. Андрусова (1904-1905), проводилась многими исследователями (Муратов, 1951, 1960; Кригер, 1962; Федоров, 1978, 1996; Зубаков, 1986; Свиточ и др., 1998, 2000, и др.).

Н.И. Андрусов (1904-1905) карангатскую террасу Черного моря сравнивал с тирренской террасой Средиземного моря; на основе анализа малакофауны сделал вывод о сбросе чаудинских вод в сицилийский бассейн Средиземного моря. М.В. Муратовым (1960) сицилийский бассейн коррелировался с чаудинским, милацкий – с древнеэвксинско-узунарским, тирренский – с карангатским. Корреляция плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья неоднократно проводилась П.В. Федоровым (1978, 1996 и др.). В ее последнем варианте милацкий Средиземного моря сопоставляется с черноморской чаудой и каспийскими баку и урунджиком, классический тиррен - с карангатом и поздним хазаром; максимум раннехвалынской трансгрессии, когда отмечался сброс вод в Черноморскую котловину, - с посткарангатской и гримальдийской регрессией. Сходные взгляды на корреляцию основных циклов развития Черного и Средиземного моря ранее высказаны Н.И. Кригером (1962). В.А. Зубаковым (1986) предложена корреляция палеогеографических событий Понто-Каспия и Средиземноморья, основанная на выделении и прослеживании глобальных климатических событий и отвечающих им отложений (ортоклиматом) с эталоном в виде изотопно-кислородных ярусов. На корреляционной схеме А.Б. Островского (1970) гляциостатическим повышением уровня Средиземного моря соответствует большинство трансгрессий Понто-Каспия. Практически всеми исследователями при корреляции бассейнов Средиземноморья и Понта проводятся прямые аналогии между сицилийским и чаудинским бассейнами и между тирренским и карангатским морями. При сравнении этих бассейнов с неоплейстоценовыми водоемами Каспия обычно они коррелируются с бакинской и позднехазарской трансгрессиями.

Нами (Свиточ и др., 1998, 2000) в истории бассейнов прослежен ряд палеогеографических реперов, представляющих связи в цепи ярких палеогеографических событий: тирренский – карангатский - позднехазарский; бакинский – позднечаудинский – сицилийский, древнеэвксинский – раннехазарский, хвалынский – сурожский, верзильский – черноморский трансгрессивные бассейны; послетирренская - новоэвксинская – послехвалынская регрессии. Автор монографии после критического анализа имеющихся ранее материалов и полученных новых данных скорректировала свои взгляды на корреляцию событий в Каспии, Понте и Средиземном море.

Логично в первую очередь рассмотреть вопрос о сопоставлении событий в Средиземноморье и Понте: режим Средиземного моря в неоплейстоцене целиком определялся колебаниями уровня океана, поскольку связь этого моря через Гибралтар с Северной Атлантикой не прерывалась; трансгрессивно-регрессивное состояние Понта зависело от уровня режима Средиземного моря. Как и в Понте, уровень Средиземного моря в эпохи трансгрессий лишь немного превышал современный (до 5-7 м). Во время регрессий падение уровня относительно современного многократно (в 20 и более раз) превышало его подъем при трансгрессиях. Амплитуда колебаний уровня превышала 100 м.

В средиземноморском неоплейстоцене выделены четыре крупных этапа его развития, охарактеризованные различными фаунами моллюсков: сицилийский, милацкий, тирренский и фландрский (верзильский) (Lamothe, 1899; Gignoux, 1913; Issel, 1914; Mars, 1956; Bonifay, 1973; Paskoff, Sanlaville, 1976, 1980; Goy, Zazo, 1982; Bruckner, 1982, 1986; Keraudren, Sorel, 1987; Castradori, 1993; Cita et al., 1994; и др.). Различия во взглядах исследователей не столь принципиальны, ибо сохраняется последовательность главных палеогеографических событий, а разногласия сводятся к выбору названия, стратотипа, ранга и хронологического объема события. Трансгрессивные этапы разделяются регрессиями разной глубины и продолжительности. Несмотря на очевидность этих событий, конкретный достоверно оцениваемый материал имеется только по регрессивным уровням Средиземного моря для эпохи посттирренской регрессии.

В раннем неоплейстоцене в Средиземном море развивался сицилийский бассейн, заселенный холодолюбивой фауной североатлантических иммигрантов (*Cyprina islandica*, *Mya truncata* и др.). Фаунистически охарактеризованные уровни сицилийского моря отмечаются на отметках от 15 - 30 м до 80 - 100 м и выше на побережьях Испании, Италии, Франции и Марокко. Обычно это 1 - 2 уровня высоких террас. На побережье Арабского залива Египта установлено (Цейнер, 1963) не менее пяти разноуровневых сицилийских поверхностей, свидетельствующих о стадийном колебании уровня моря. Судя по развитию в этом бассейне холодолюбивых (кельтийских) моллюсков, изотопным данным (Emiliani et al., 1961), море было достаточно прохладным и развивалось в холодном климате, включающем сочетание теплых и холодных фаз. Свидетельство влажно-жаркого тропического климата описал Форникью (Foarniquet, 1977). В это время на побережьях доминировала растительность средиземноморского типа с остатками более ранней плиоценовой тропической флоры. В эпохи похолоданий господствовали леса из мелколиственных пород (Грацианский, 1971). Уровень моря также, очевидно, не был постоянен. Оценки низкого положения уровня сицилийского бассейна (до 70 м) дает Цейнер (1963). Каких-либо элементов малакофауны этого бассейна в раннеоплейстоценовых бассейнах Понта не отмечается. Но в проливах отмечаются находки отложений с чаудинской (позднечаудинский комплекс) фауной. Это свидетельствует об отметках уровня в Средиземном море ниже, нежели в чаудинском бассейне. Климатическое сходство событий сицилийского и чаудинского, помимо их временного соответствия, позволяет коррелировать эти бассейны. Очевидно, что уровень океана был невысокий.

Поднятие уровня океана и Средиземного моря привело к вторжению средиземноморских вод в чаудинский бассейн (Карадениз, или эпичауда). Малакофауна была эвригалинная средиземноморская, уже современного типа. В Средиземном море такая фауна впервые появилась в раннем милацком бассейне (15-13 ИКС). Милацкий трансгрессивный этап - это обширный средиземноморский бассейн, заселенный "обыкновенной" фауной, близкой современной средиземноморской (Bonifay, 1980). По своему составу она занимает промежуточное положение между предшествующей "холодолюбивой" и последующей "теплолюбивой" фаунами. На побережье Лацио к милацкому бассейну относятся отложения террасы высотой около 65 м (Hearty, Dai Pra, 1986), на побережье Калабрии в Южной Италии - 115 - 130 м (Raffy et al., 1981); следы двух уровней милацкой трансгрессии отмечены (Malatesta, Zarlenga, 1988). Среднеплейстоценовая межледниковая трансгрессия океана в Средиземном море отражена поздней милацкой (тарквинийской) трансгрессией (ИКС 11), воды которой вызвали в Понте развитие палеоузунларского полуморского бассейна. По Ф. Цейнеру (1963) милацкая береговая линия соответствует основной среднеплейстоценовой межледниковой климатической фазе.

Палеотирренский трансгрессивный бассейн с обедненной тепловодной малакофауной без участия в ней *Strombus bubonius* мы, вслед за рядом исследователей (Keraudren, 1970, 1971; Федоров, 1978; Зубаков, 1986 и др.), считаем самостоятельным палеогеографическим этапом в истории моря (ИКС 9). В Черноморском бассейне ему отвечала узунларская трансгрессия, вызванная вторжением средиземноморских вод в эвксинский солонатоводный бассейн.

Тирренский этап - наиболее "яркая" палеогеографическая эпоха в плейстоцене Средиземноморья, характеризующаяся широким расселением тропической фауны сенегальского типа с ее главным представителем - брюхоногим моллюском *Strombus bubonius*. Установлено, что проникновение тропических элементов малакофауны началось еще в среднем неоплейстоцене, а эпоха ее существования охватывала и часть позднего неоплейстоцена (Brambati, De Muro, 1992; Ozer et al., 1980; Zazo, Goy, 1984; Paskoff, Sanlaville, 1980 и др.). На различных побережьях Средиземноморья известно до четырех морских террас, в отложениях которых в той или иной степени представлена тирренская малакофауна.

Обобщение малакофаунистических и геохронометрических данных по отложениям тирренских террас (Свиточ и др., 1998) позволяет сопоставить их не только с последним (эемским) (ИКС 5), как традиционно считалось, но и с предыдущим (ИКС 7) межледниковьем. Тирренский этап - сложная и длительная

трансгрессивно-регрессивная эпоха. Эвтирренская трансгрессия, отмеченная широким распространением в Средиземном море тепловодной сенегальской малакофауны, а также появлением (сразу же над горизонтом сапропеля 8) кокколитофорид *Emiliana huxleyi*, распространившись в свой максимум в позднеэвксинский солоноватоводный бассейн, привела там к развитию ашейской морской трансгрессии. Неотирренская трансгрессия, также характеризующаяся развитием в ней стромбусовой малакофауны, коррелируется нами с карангатской морской трансгрессией Понта (ИКС 5). В развитии неотирренской трансгрессии выделяется второй ее пик (менее значительный), названный В.А. Зубаковым (1986) эпителирренским. В событийной схеме Черного моря ему также отвечает вторая стадия карангатской трансгрессии. Начальным стадиям регрессии в ней отвечает тарханкутский бассейн.

Тирренская трансгрессия сменилась длительным снижением уровня моря (ИКС 4-2) с неравномерным ходом уровня. В глубоководных отложениях, относимых к раннему вюрму, отмечается чередование слоев, содержащих комплексы тепловодных и холодноводных фораминифер, соответствующих потеплениям и похолоданиям климата. Для средневюрмского горизонта установлено чередование пыльцевых спектров субтропической и суббореальной (бореальной) растительности, а также прослоев с разным содержанием тепловодных планктонных фораминифер. В эту эпоху потепления (ИКС 3) в регрессивном послетирренском бассейне отмечался трансгрессивный подъем уровня, достигший не более -40 м. В Черноморском бассейне это также был регрессивный посткарангатский бассейн, в котором в эпоху средневалдайского потепления отмечались подъем уровня (сурожский бассейн), развитие умеренно теплых диатомей и содержание в его осадках умеренно теплых спорово-пыльцевых спектров. Морской трансгрессии не было.

В верхневюрмском горизонте глубоководных осадков Средиземного моря преобладают холодолюбивые фораминиферы, а среди пыльники характерны микрофоссилии березы, сосны и полыни (Шимкус, 1981). Доказательств резкого и глубокого падения уровня моря от 100 до 300 (и даже до 500!) м в это время приведено множество (Муратов, 1960; Segre, 1969; Senatore, 1980; Asioli, Borsetti, 1989; Kranjc, 1987; Коренева, Саидова, 1969 и др.). В Понте этой регрессии синхронен новоэвксинский регрессивный озерный водоем.

Послеледниковое гляциоэвстатическое повышение уровня океана в Средиземном море носит название верзильской либо фландрской трансгрессии. Ее начало относится к раннему послеледниковью (около 17 - 15 тыс. лет назад), а ход достаточно хорошо изучен на разных побережьях Средиземноморья (Gou, Zazo, 1980, 1986; Ozer et al., 1980; Shackleton et al., 1984; Ulzega et al., 1986; Каплин, Селиванов, 1999 и др.). Практически единодушным считается представление о поднятии уровня до -30 м к 10-9 тыс. лет назад. Трансгрессия, начавшаяся с поступления большого объема северо-атлантических вод, привела к распространению современной средиземноморской фауны моллюсков, представленной относительно теплолюбивыми средиземноморско-лузитанскими и средиземноморско-канарскими формами (*Chlamys glabra*, *Mytilaster lineatus*, *Corbula mediterranea*, *Pitar rudis* и др.), умеренно теплолюбивыми кельтийскими (*Mytilus galloprovincialis*, *Cardium paucicostatum*, *Donax venustus* и др.), довольно холодолюбивыми кельтийскими (*Nucula nucleus*, *Ostrea edulis*, *Cerastoderma glaucum*, *Chione gallina*, *Solen vagina* и др.) и более редкими холодолюбивыми (*Modiolus phaseolinus*) формами.

В максимум трансгрессии (4-6 тыс. лет назад) уровень моря превышал современное его положение на несколько метров, на берегах были образованы уровни низких (3-5 м) террас. Современный уровень моря был достигнут сравнительно поздно, не ранее 3-4 тыс. лет назад (Каплин, Селиванов, 1999). На основе анализа многочисленных археологических памятников в береговой зоне установлено, что между 3 и 1-1,5 тыс. лет назад в Средиземноморье происходило понижение уровня моря на 0,5-1 м. Проникновение вод верзильской трансгрессии в Черноморский бассейн вызвало в нем черноморскую трансгрессию с последовательностью трансгрессивно-регрессивных осцилляций, аналогичных Средиземноморским бассейнам.

Схема корреляции основных трансгрессивно-регрессивных бассейнов Средиземного и Черного морей в неоплейстоцене представлена на рисунке 50. Увязка с событиями в Каспии выполнена на основе сопоставления событий в последнем с Понтом. Коррелятивные особенности для них те же, что и для Черного моря – трансгрессии в Средиземном море развивались асинхронно с «холодными» обширными трансгрессиями Каспия; «малые» или «теплые» каспийские трансгрессии были синхронны средиземноморским.

Согласно К.М. Шимкусу (1981) низкому положению уровня Средиземного моря соответствуют сухие холодные эпохи, а пльвиалы совпадают с теплыми климатическими фазами, а значит, и высоким уровнем моря. Обратное утверждение высказано Ф. Цейнером (1963).

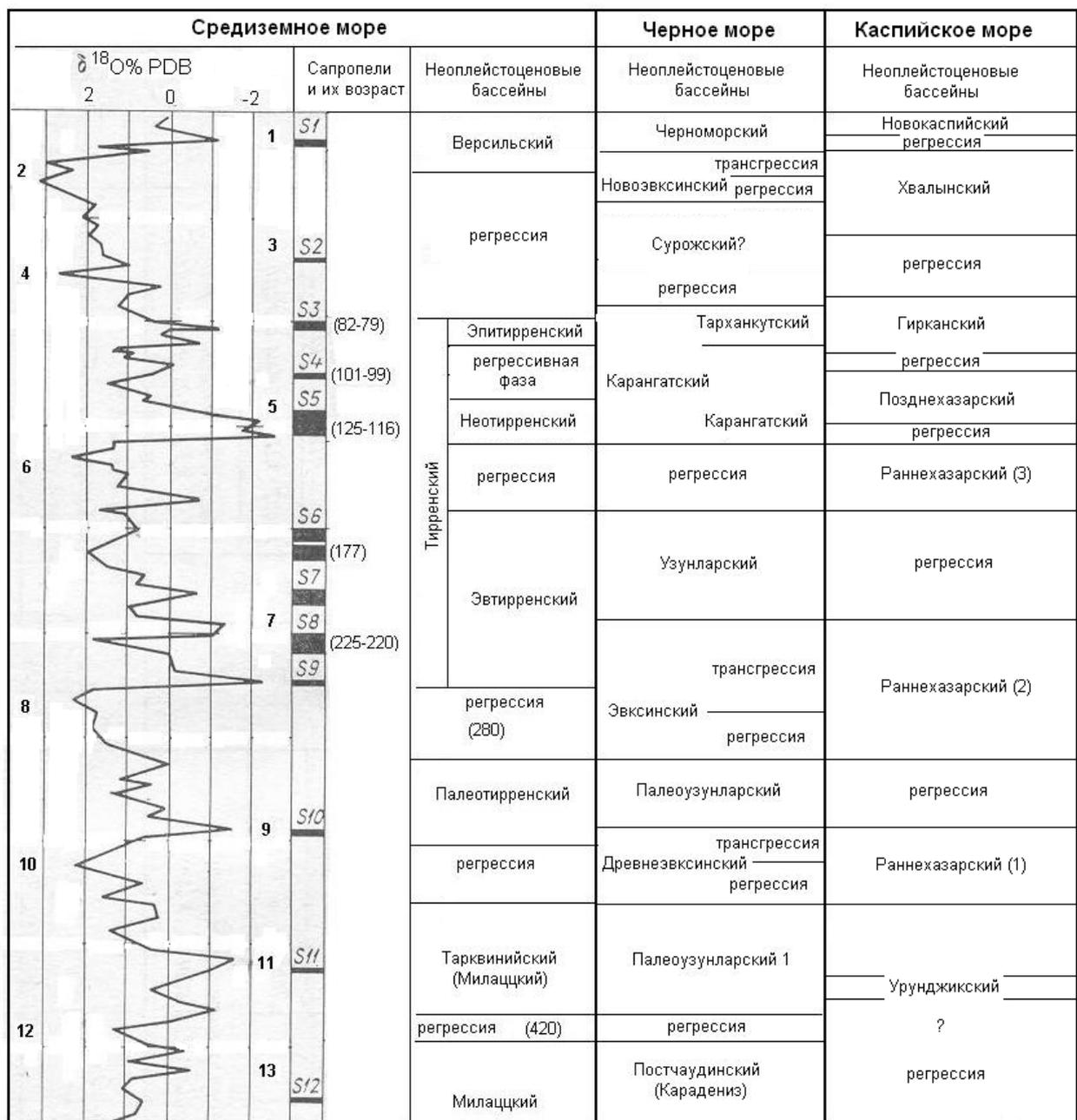


Рис. 50. Схема корреляции плейстоценовых бассейнов Средиземного, Черного и Каспийского морей. Левая часть рисунка – парастратотипический разрез глубоководного неоплейстоцена восточной части Средиземного моря (Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Зубаков, 1986), сапропелиевые горизонты (Parisi, Cita, 1982)

Согласно нашим корреляционным построениям, низкое положение уровня Средиземного моря совпадает с плювиалами. На это указывают многочисленные материалы изучения пещер побережий (Цейнер, 1963), а также африканских и малоазиатских озер (Варущенко и др., 1987). Так, например, в Северной Африке крупный плювиал, совпавший с поздневюрмским похолоданием, отмечался 32 - 14,5 тыс. лет назад. Примерно в эту эпоху уровень Мертвого моря повысился на 220 м, а площадь увеличилась втрое. В Каспии значительные повышения уровня происходили в плювиальные эпохи. На уровеньное состояние черноморских бассейнов оказывали влияния трансгрессивно-регрессивные события в смежных регионах (Средиземноморском и Каспийском). Более значительным было влияние Средиземного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ неоплейстоценовой и голоценовой малакофауны Каспийского региона показал, что ее основу составляют моллюски рода *Didacna*. Представители других родов и семейств – *Monodacna*, *Adacna*, *Hypanis*, *Dreissena* - являются сопутствующими видами широкого временного диапазона.

Род *Didacna* представлен 74 видами и подвидами, в составе которых выделены группы *catillus*, *crassa*, *trigonoides* и промежуточные между ними формы.

Дидакны в своем распределении по разрезу отложений образуют фауны: бакинскую, урунджикскую, раннехазарскую, позднехазарскую, хвалынскую и новокаспийскую. Критерием выделения фауны явился таксономический состав фаунистической группировки с широким развитием в ней определенной группы дидакн, присущие ей руководящие и характерные виды, и ее приуроченность к толще каспийских отложений, отделенной от других аналогичных толщ четким перерывом в осадконакоплении, характеризующей определенную трансгрессивную эпоху в истории Каспия. Для каждой из них присущ характерный набор видов, разные руководящие и (или) характерные (контролирующие) виды, а также продолжение существования отдельных видов в последующих фаунах (доживающие или исчезающие виды), или же первое появление редких форм, получивших свое широкое распространение в более поздних фаунах. Ряд видов являются транзитными для нескольких фаун. Форм, существовавших в течение всего неоплейстоцена и голоцена, нет.

Каждая из выделенных фаун характеризуется определенным соотношением основных групп дидакн и промежуточных между ними форм. В развитии групп дидакн во времени отмечается следующее: крассоидная группа, широко развитая в бакинской и урунджикской фаунах, пережив раннехазарскую эпоху, вновь широкое развитие получила в позднехазарской фауне; затем, пережив хвалынскую трансгрессию, широко распространилась в новокаспийской фауне и довольно многочисленна сейчас. Тригоноидная группа, напротив, появившись в бакинской и урунджикской фаунах, расцвела в раннехазарской, а затем, пережив позднехазарскую эпоху, вновь получила массовое развитие в хвалынской фауне; в новокаспийской фауне она также многочисленна. Эта тенденция в развитии групп фаун наглядно демонстрирует антагонизм групп *crassa* и *trigonoides*. Катиллоидная группа, широко развитая в бакинской, столь же широкое распространение получает в хвалынской фауне.

Между всеми фаунами существует неразрывная связь. Наиболее тесно взаимосвязанными являются бакинская – урунджикская, раннехазарская – позднехазарская фауны. Наименьшая близость наблюдается между позднехазарской и хвалынской фаунами.

Фауны представлены фаунистическими комплексами, тесно взаимосвязанными друг с другом, несущими общие для фауны признаки и характеризующими разновозрастные пачки отложений, отвечающие отдельным стадиям развития трансгрессии. Как и для фаун, для комплексов характерен определенный таксономический состав дидакн, характерные и показательные виды.

Бакинская и урунджикская фауны представлены каждая одним комплексом: бакинским и урунджикским соответственно. Раннехазарская фауна включает три фаунистических комплекса: ранний, средний и поздний раннехазарские, характеризующие отложения разновысотных террас, либо осадки, отделенные друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. Позднехазарская фауна представлена двумя комплексами: ранним и поздним позднехазарскими, также характеризующими осадки разновысотных террас, либо отделенные друг от друга перерывом пачки отложений. Хвалынская фауна состоит из ранне- и позднехвалынского комплексов, характеризующих отложения, отделенные друг от друга континентальными (енотаевскими) образованиями, либо размывом. Новокаспийская фауна представлена одним комплексом – новокаспийским.

В составе большинства фаунистических комплексов выделены более мелкие фаунистические единицы – подкомплексы, связанные друг с другом постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития трансгрессии либо трансгрессивной стадии. В составе бакинского комплекса выделены раннебакинский (характерные виды *Didacna parvula* и *D. catillus*) и позднебакинский (характерные виды *D. rudis* и *D. carditoides*) подкомплексы. Урунджикский фаунистический комплекс также представлен двумя подкомплексами: раннеурунджикским с характерным видом *D. eulachia* и позднеурунджикским с характерными видами *D. kovalevskii* и *D. pravoslavlevi*. Три подкомплекса выделены в составе новокаспийского комплекса: в свой состав они включают примерно одинаковый состав дидакн, однако, ранний из них отличается отсутствием в нем черноморского вида *Cerastoderma glaucum*; а поздний включает еще два черноморских вида – *Mytilaster lineatus* и *Abra ovata*.

Являясь составными частями фаунистических комплексов, подкомплексы имеют общие с ними характерные черты и связаны друг с другом постепенным переходом.

Отдельные природные области или районы Каспийского региона в распространении представителей фаунистических комплексов (подкомплексов) имеют особенности, вызванные различием палеоэкологической среды и палеогеографической историей каждого из них. На этом основании выделены фаунистические ассоциации в составе комплексов (подкомплексов). Наиболее разнообразны по площади региона позднебакинский подкомплекс, раннехазарские и раннехвалынский комплексы дидакн, в составе каждого из которых по площади региона установлено несколько ассоциаций дидакн.

Установленные фаунистические группировки разного таксономического состава и ранга явились основой для региональной биостратиграфической схемы неоплейстоцена Каспия, дополняющей и уточняющей существующие схемы. Каспийский неоплейстоцен представляет собой биоцону *Didacna*. По временному развитию в ней основных групп дидакн, образующих фауны, зона разделяется на шесть подзон, составляющих биостратиграфическое основание для выделения главной региональной стратиграфической единицы – горизонта. Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Каспий. Выделены бакинский, урунджикский, нижнехазарский, верхнехазарский, хвалынский и новокаспийский горизонты. По историко-геологическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия: бакинской, урунджикской, раннехазарской, позднехазарской, хвалынской и еще не завершившейся новокаспийской эпохе, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков. Для горизонтов выделены руководящие и характерные (контролирующие) виды.

Более дробные биостратиграфические единицы – интервал-зоны – являются основой для выделения подгоризонтов. В историко-геологическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга комплексами моллюсков, являющимися составными частями фаун. В составе бакинского и урунджикского горизонтов подгоризонты не выделяются. Нижнехазарский горизонт мы расчлняем на нижний, средний и верхний нижнехазарские подгоризонты, охарактеризованные соответствующими фаунистическими комплексами. Верхнехазарский горизонт расчленяется на нижний и верхний подгоризонты, включающие соответственно ранний и поздний позднехазарские комплексы. Хвалынский горизонт подразделяется на нижнехвалынский и верхнехвалынский подгоризонты, охарактеризованные комплексами моллюсков – раннехвалынским и позднехвалынским соответственно. В составе новокаспийского горизонта подгоризонты не выделяются. Для подгоризонтов определены руководящие и характерные виды.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – слои – выделены нами на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Мы выделяем: для бакинского горизонта – нижне- и верхнебакинские слои, для урунджикского – нижне- и верхнеурунджикские слои, для новокаспийского – нижние, средние и верхние (современные) слои. Для слоев определены характерные виды.

Еще более дробные стратиграфические единицы – пачки – выделены в составе отдельных подгоризонтов или слоев. Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкочастотные осцилляции бассейна, выраженные в разнообразных фациях.

Ассоциации моллюсков, установленные для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, могут свидетельствовать о фациальной разнообразии горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Для всех установленных стратотипов предложены стратотипические местонахождения фаунистических сообществ разного таксономического ранга – фаун, комплексов, подкомплексов. Местонахождение Гора Бакинского яруса по представительности малакофаунистического материала может служить стратотипическим для выделения бакинской фауны моллюсков и в ее составе – двух фаунистических подкомплексов; парастратотипом – Нефтяная балка. Это же местонахождение может служить в качестве стратотипического для урунджикской фауны и ее подкомплексов. В Северном Прикаспии аналогом урунджика, где не обнаружены достоверные урунджикские отложения, являются осадки сингильской свиты со стратотипом Райгород и лимитотипом Нижнее Займище. Местонахождения Копановка и Сероглазовка предложены в качестве составного стратотипа для раннехазарской фауны и ее комплексов. Местонахождение Сероглазовка может служить в качестве стратотипического и для позднехазарской фауны. Местонахождение позднехазарской фауны в долине р. Шура-Озень предложены в качестве ее ареального лектостратотипа. Местонахождения Цаган-Аман – Копановка – Енотаевка на Нижней Волге рассматриваются как аре-

альный стратотип хвалынской малакофауны; а Бакай-Кичлик в Дагестане - в качестве парастратотипического для хвалынской малакофауны и ее комплексов. Местонахождение новокаспийских моллюсков Турали мы предлагаем в качестве стратотипического для новокаспийской фауны и ее подкомплексов.

Все выделенные местонахождения - стратотипы плейстоценовых фаун, фаунистических комплексов и подкомплексов находятся в хорошо стратифицированных разрезах, доступных для изучения, достаточно полно исследованных. Они содержат, помимо малакофауны, другие ископаемые остатки (остракоды, фораминиферы, пыльца, карпологический материал и др.), данные по которым, а также по палеомагнетизму, абсолютной хронологии, литологии и геоморфологии, учитывались при их выделении.

Анализ неоплейстоценовой и голоценовой малакофауны Черноморского региона показал, что она представлена элементами разных экологических групп: пресноводной, солоноватоводной (со слабо солоноватоводной подгруппой) и морской (эвригалинная, умеренно эвригалинная, умеренно стеногалинная и стеногалинная). Закономерности распределения представителей этих групп моллюсков по разрезу и площади отложений лежат в основе выделения фаун.

Фауны Черноморского региона характеризуются определенным сочетанием экологических группировок, отражающим палеоэкологические и палеогидрологические условия бассейнов их обитания и приуроченным к толще азово-черноморских отложений, отделенной от других аналогичных толщ четким перерывом в морском осадконакоплении. Выделены фауны: чаудинская, эвксино-узунларская, карангатская, эвксино-черноморская. Их основу составляют моллюски разных экологических группировок: солоноватоводная чаудинская, смешанная солоноватоводно-морская эвксино-узунларская, морская карангатская, солоноватоводно-морская эвксино-черноморская фауны. Фауны отражают крупные палеогеографические эпохи в развитии Черноморского бассейна. В отличие от каспийских фаун, критерием выделения которых явилось распределение моллюсков одного рода – *Didacna*, связь между фаунами Понта слабая или отсутствует.

Фауны представлены фаунистическими комплексами, взаимосвязанными друг с другом, характеризующими разновозрастные толщи отложений, отвечающие отдельным стадиям развития бассейна. Чаудинская фауна состоит из двух фаунистических комплексов: раннечаудинского и позднечаудинского. Эвксино-узунларская фауна представлена тремя комплексами: древнеэвксинским, узунларским и ашейским, характеризующими отложения разновысотных террас, либо осадки, отделенные друг от друга перерывом в морском осадконакоплении. Карангатская фауна включает карангатский и тарханкутский фаунистические комплексы, заключенные в отложениях, разделенных континентальным перерывом. Эвксино-черноморская фауна представлена новозэвксинским и черноморским комплексами.

В составе фаунистических комплексов выделены более мелкие фаунистические единицы – подкомплексы, связанные друг с другом постепенным переходом, содержащиеся в единой толще осадков и обычно характеризующие отдельные этапы развития бассейна. Раннечаудинский фаунистический комплекс включает два подкомплекса: ранний раннечаудинский, отвечающий начальным фазам развития раннечаудинской стадии, и поздний раннечаудинский, характеризующий ее максимальное состояние. В составе позднечаудинского комплекса выделяются три подкомплекса: собственно позднечаудинский, развивавшийся во время позднечаудинской стадии трансгрессии, бакинский, отвечающий эпохе поступления каспийских вод в чаудинский бассейн, и эпичаудинский подкомплекс, эвригалинные средиземноморские элементы которого свидетельствуют о вторжении морских вод в чаудинский бассейн.

Древнеэвксинский фаунистический комплекс включает два подкомплекса: древнеэвксинский и палеоузунларский. Более древний из них – древнеэвксинский – состоит из солоноватоводных видов и характеризует начальную, солоноватоводную, фазу развития трансгрессии. Палеоузунларский подкомплекс наряду с древнеэвксинскими дидакнами в своем составе имеет эвригалинные морские виды, что свидетельствует о поступлении средиземноморских вод в древнеэвксинский бассейн. Эвксино-узунларский комплекс также представлен двумя подкомплексами: эвксинским и узунларским, закономерность распространения видов моллюсков в которых аналогична более древним эвксино-узунларским подкомплексам, однако, с большим развитием в них представителей средиземноморской малакофауны. Эти подкомплексы также отражают смену солоноватоводного бассейна морским в условиях вторжения в эвксинский бассейн средиземноморских вод. Вероятно, что и в составе ашейского комплекса устанавливаются два подкомплекса: позднеэвксинский солоноватоводный (сведения о нем крайне скудные) и ашейский морской.

В составе карангатского фаунистического комплекса выделяются: тобечикский подкомплекс, в состав которого входит средиземноморская малакофауна бедного таксономического состава, и собственно карангатский подкомплекс, охарактеризованный обилием средиземноморских, как эвригалинных, так и

стеногалинных, видов, и отражающий эпоху самого широкого в плейстоцене поступления средиземноморских вод в черноморскую котловину.

Новоэвксинский комплекс включает в свой состав три фаунистических подкомплекса, отражающих этапы развития новоэвксинского бассейна от начала регрессии (каркинитский подкомплекс с редкими эвригалинными морскими элементами), максимально низкого положения уровня сильно опресненного бассейна (ранний новоэвксинский подкомплекс) и новоэвксинской трансгрессии с инвазией в бассейн каспийской хвалынской фауны (поздний новоэвксинский подкомплекс). В составе черноморского комплекса выделяются древнечерноморский (этап незначительного распространения средиземноморских видов) и новочерноморский (широкое развитие в Черном море эвригалинных и умеренно стеногалинных средиземноморских видов) подкомплексы. Каждый из этих подкомплексов включает в свой состав более дробные таксономические единицы: в составе древнечерноморского выделяются бугазская и витязевская фаунистические группировки; в составе новочерноморского – каламитская и джеметинская; они отражают степень развития в бассейне представителей средиземноморской малакофауны. В составе азовского фаунистического комплекса выделяются три подкомплекса: древнеазовский, казантипский и новоазовский, также отражающие степень распространения средиземноморских моллюсков в Азовском море.

Отдельные природные области или районы Черноморского региона в распространении представителей фаунистических комплексов имеют свои особенности, вызванные различием палеоэкологических обстановок каждого из них. На этом основании выделены фаунистические ассоциации в составе комплексов. В своем распространении по площади региона комплексы сравнительно устойчивы.

Анализ моллюсков рода *Didacna* в составе фаун Понта показал, что они представлены 32 видами и подвидами, в состав которых входят виды черноморского происхождения (15) и каспийского (17); среди последних выделяются подвиды (5), сформировавшиеся при смене экологической обстановки в Черноморских бассейнах. Дидакны входят в основной состав чаудинской и эвксино-узунларской фаун, являясь образующими видами для ее солоноватоводных комплексов и подкомплексов. В составе смешанных солоноватоводно-морских или морских подкомплексов дидакны имеют подчиненное значение. В морской карангатской фауне дидакны встречаются очень редко, территориально ограничиваясь опресненными участками моря. Еще более редкие моллюски этого рода входят в состав пресноводно-солоноватоводного новоэвксинского комплекса эвксино-черноморской фауны. В черноморском комплексе дидакн нет.

В распространении каспийской фауны в плейстоценовых бассейнах Черноморского региона отмечается ряд закономерностей: довольно тщательный отбор северокаспийских форм, способных мигрировать через Манычский пролив, и расселение ее на участках, подверженных наибольшему влиянию каспийских вод.

В плейстоценовой истории Черноморского региона отмечается два экологических кризиса для каспийской малакофауны. (1) Карангатское осолонение бассейна, приведшее к вымиранию каспийских представителей чаудинской и эвксино-узунларской фаун. После этого кризиса немногочисленные гирканские дидакны, мигрировавшие через Маныч вслед за регрессией карангатского моря, освоили очень ограниченные участки бассейна. (2) Новоэвксинское опреснение, в результате которого погибли все моллюски этого рода. Редкие хвалыньские дидакны, преодолевшие Манычский пролив, не смогли акклиматизироваться в новоэвксинском бассейне. Это привело к окончательному исчезновению дидакн из малакофауны Азово-Черноморского бассейна. Очевидно, представителей слабо солоноватоводной каспийской фауны в современном Азово-Черноморском бассейне следует считать не реликтами, как это распространилось среди исследователей после трудов И. Кесслера, А.А. Остроумова и В.К. Совинского, а вселенцами из другого бассейна, как предложено Ф.Д. Мордухай-Болтовским.

Установленные фаунистические группировки разного таксономического состава и ранга составили основу региональной биостратиграфической схемы неоплейстоцена Понта, дополняющей и уточняющей существующие схемы. Особенностью схемы является использование видов рода *Didacna* для биостратиграфических построений, что имеет большое значение для корреляции отложений и событий Понто-Каспия.

Черноморский неоплейстоцен представляет собой, как и каспийский, одну биозону (генозону) – отложения времени существования моллюсков рода *Didacna*, прерываемого вторжением средиземноморской малакофауны современного облика. Биозона разделяется на подзоны по временному развитию в ней фаун: чаудинской, эвксино-узунларской, карангатской, эвксино-черноморской. Они образуют биостратиграфическое основание для выделения главного регионального стратиграфического таксона – горизонта. Ему отвечают совокупности пород, сформировавшиеся в определенный этап геологической истории региона, который нашел отражение в особенностях осадконакопления и в смене фаун, населявших Понт. Выделя-

ются: чаудинский, эвксино-узунларский, карангатский и эвксино-черноморский горизонты. По палеогеографическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Азово-Черноморского бассейна, образовавшим в регионе комплексы отложений, наполненные своеобразным палеонтологическим содержанием – фаунами моллюсков.

Более дробная биостратиграфическая единица – интервал-зона – является основой для выделения подгоризонтов. В палеогеографическом отношении они соответствуют крупным трансгрессивным стадиям, отделенным регрессиями, в составе трансгрессивных эпох, отраженным в строении осадков и охарактеризованным отличными друг от друга комплексами моллюсков. Чаудинский горизонт разделяется на нижнечаудинский и верхнечаудинский подгоризонты. В составе эвксино-узунларского горизонта выделены древнеэвксинский, узунларский и ашейский подгоризонты, включающие одноименные комплексы моллюсков. Карангатский горизонт расчленяется на карангатский и тарханкутский подгоризонты, охарактеризованные соответствующими комплексами. Эвксино-черноморский горизонт подразделяется на новоэвксинский и черноморский подгоризонты.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – слои – выделены нами на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. Для нижнечаудинского подгоризонта установлены нижние (эмонские, гурийские) и верхние (собственно нижнечаудинские) слои; для верхнечаудинского подгоризонта – верхнечаудинские, бакинские и эпичаудинские слои. Древнеэвксинский подгоризонт расчленяется на древнеэвксинские и палеоузунларские слои. В составе узунларского подгоризонта выделяются эвксинские и узунларские слои. В составе ашейского подгоризонта – позднеэвксинские и ашейские слои. Карангатский подгоризонт подразделяется на тобечикские и карангатские (эльтигенские) слои. В составе новоэвксинского подгоризонта можно выделить каркинитские, ниже- и верхненовоэвксинские слои. В составе черноморского подгоризонта – древнечерноморские и новочерноморские слои. По палеогеографическому содержанию слои отвечают отдельным этапам в развитии бассейна, отраженным в осадках, не разделенным стратиграфическим перерывом, с постепенной сменой малакофаунистического состава (фаунистических подкомплексов).

Еще более дробные стратиграфические единицы – пачки – выделяются в составе слоев: например, опукская и конекская пачки в узунларских слоях; бугазская и витязевская в древнечерноморских, каламитская и джеметинская в новочерноморских слоях. Они охарактеризованы малакофаунистическими сообществами, отражающими низкопорядковые осцилляции либо фазы в развитии бассейна, нашедшие отклик в изменении таксономического состава фаунистических подкомплексов.

Ассоциации моллюсков, установленные для фаунистических единиц разного таксономического ранга, отражающие разнообразие палеоэкологических условий бассейнов по их площади, могут свидетельствовать о фаунистическом разнообразии горизонтов, подгоризонтов и слоев.

Биостратиграфическая схема черноморского неоплейстоцена показывает, что моллюски рода *Didacna* заключены практически во всех его подразделениях. Они являются руководящими или характерными видами для горизонтов и подгоризонтов, представляющих отложения солончатоводных бассейнов каспийского типа, - чаудинского и эвксино-узунларского, охватывающих весь нижний и средний неоплейстоцен, и являются надежной основой для корреляции отложений Понто-Каспия. Верхне-неоплейстоценовые горизонты и подгоризонты содержат дидакны в ограниченном количестве, но это не умаляет их важнейшей стратиграфической и корреляционной роли.

В неоплейстоценовых отложениях Маныча дидакны содержатся практически во всех отложениях, исключая голоценовые: 47 видов и подвидов, разнообразных по происхождению и групповой принадлежности. Среди них доминируют (70%) виды каспийского происхождения, включающие руководящие и характерные формы неоплейстоцена Каспия: бакинские, раннехазарские, позднехазарские, хвалынские, а также ряд местных видов. Черноморские эндемики представлены единичными чаудинскими и сравнительно многочисленными древнеэвксинскими видами. Дидакны составляют основу трех группировок ископаемых сообществ, соответствующих понятию фауны: бакинской, эвксино-раннехазарской и хвалынской. Условия залегания карангатских и верхнехазарских отложений и содержащихся в них представителей карангатской и позднехазарской фаун не позволяют нам выделить единую позднеплейстоценовую хазарско-карангатскую фауну. Очевидно, следует выделять две фауны: карангатскую, в состав которой входят элементы карангатской фауны Эвксина (среди дидакн - *D. pontocaspia*), а также иногда позднехазарские дидакны, и позднехазарскую, включающую представителей гирканского фаунистического комплекса позднехазарской фауны Каспия.

Установленные фаунистические группировки составили основу региональной биостратиграфической схемы Маныча. Манычский неоплейстоцен представляет собой биостратиграфическую зону, охваты-

вающую полный стратиграфический интервал распространения моллюсков рода *Didacna*. По временному развитию в ней дидакн разных групп и различного происхождения, составляющих основу солоноватоводных фаун или входящих в состав морских фаун, биозона разделяется на подзоны - биостратиграфическое основание для выделения горизонтов. На основании фаун – бакинской, эвксино-раннехазарской и хвалынской – выделены одноименные горизонты. По историко-геологическому содержанию горизонты отвечают трансгрессивным эпохам в истории Каспия и Понта: бакинской, раннехазарской, эвксино-узунларской и хвалынской. Для горизонтов выделены руководящие и характерные (контролирующие) виды. Карангатские и верхнехазарские отложения, включающие представителей одноименных фаун и находящиеся в сложном взаимоотношении в разрезе, условно выделены в качестве карангатско-позднехазарского горизонта.

Интервал-зоны, включающие комплексы моллюсков, являются основой для выделения подгоризонтов. Двучленное строение эвксино-раннехазарского горизонта, в котором наблюдается четкий стратиграфический перерыв между отложениями со сходным малакофаунистическим составом (ранним и поздним фаунистическими комплексами), является основанием для его подразделения на два подгоризонта – древнеэвксино-раннехазарский и эвксино-раннехазарский.

Более мелкое стратиграфическое подразделение – слои – установлены на основе содержащихся в них подкомплексов моллюсков. В составе хвалынского горизонта на основании заключенных в отложениях подкомплексов выделены нижние (абескунские) и верхние слои. В составе карангатско-хазарского горизонта на основании содержания в осадках элементов карангатской фауны, смешанной карангатско-позднехазарской и позднехазарской условно выделяются слои: карангатские, карангатско-хазарские и гирканские.

Малакофаунистический анализ неоплейстоценовых и голоценовых отложений Понто-Каспийского региона, дополненный результатами их комплексного (сопряженного) изучения, позволил реконструировать историю развития каспийских и азово-черноморских бассейнов в новейший этап геологической истории Земли. Основой для реконструкции событий и их корреляции послужили биостратиграфические (эко-стратиграфические) схемы Каспия, Понта и Маныча. Сравнительный анализ поведения уровня Черного, Азовского и Каспийского морей, отдельных компонентов их природной среды и в целом бассейнов в зависимости от глобальных изменений климата показал общие закономерности и особенности развития природных систем различных по типу бассейнов.

Ранний неоплейстоцен как Каспия, так и Понта, охарактеризован каждый крупной трансгрессивно-регрессивной эпохой – бакинской и чаудинской, развивавшимися по-разному. В начале раннего плейстоцена Каспий и Понт представляли изолированные солоноватоводные бассейны с отрицательными отметками уровня: тюркянский в Каспийской и раннечаудинский в Черноморской котловине. Сильное глобальное похолодание климата к середине раннего неоплейстоцена (16 изотопно-кислородная стадия – ИКС) по-разному отразилось на состоянии этих бассейнов. Начальные стадии похолодания, очевидно, вызвавшие уменьшение испарения как с акватории бассейнов, так и на их водосборных территориях, привели к подъему уровня в обоих водоемах. В изолированном Каспии дальнейшее похолодание продолжило трансгрессивную тенденцию: произошла раннебакинская холодноводная с пониженной соленостью ингрессия в долины рек и депрессивные формы рельефа. В Понте уровень бассейна не мог быть высоким из-за сброса воды через Босфор в регрессирующее вслед за Океаном (ледниковая эпоха) Средиземное море.

В фазу максимального развития оледенения чаудинский бассейн опустился до своих наинизших отметок. Он представлял собой регрессивный холодный (перигляциальные спектры растительности) опресненный (фаунистические и микрофаунистические сообщества) водоем. В условиях холодного и сухого климата подъем уровня в Каспии, очевидно, должен был прекратиться, а море регрессировать. Значительная меридиональная вытянутость Каспия, с продолжающимся увлажнением его южной области, скорее всего «сгладила» этот эффект. Развитие бакинской трансгрессии было «поддержано» стоком вод в условиях деградирующего оледенения при начавшемся потеплении климата. О повышении температуры воды бакинского бассейна и об увеличении его мутности в результате поступления большего количества речных вод, насыщенных взвесьями, говорит состав и габитус малакофауны. Эти же причины, очевидно, возобновили трансгрессивную тенденцию и в чаудинском бассейне (позднечаудинская трансгрессия каспийского типа), однако, из-за сброса вод в Средиземное море, уровень которого еще находился на низких отметках, позднечаудинский бассейн на этом этапе своего развития также имел низкий уровень.

Развитие бакинской трансгрессии вступило во вторую фазу - позднебакинскую, воды которой при достижении уровня Манычского порога стали поступать по Манычам в позднечаудинский водоем (бакинский этап его развития). Началось функционирование Манычского пролива. Из позднечаудинского бассейна воды по-прежнему сбрасывались в Средиземное море, уровень которого еще не достиг порога Бос-

фора. Межледниковый трансгрессивный подъем Средиземного моря привел сначала к подпору позднечаудинского бассейна и поднятию его уровня, а затем - к поступлению в него морских вод и развитию в Черноморской котловине морского (полуморского) эпичаудинского бассейна (или моря Карадениз). В то же время межледниковое потепление и иссушение в регионе привели в Каспии к понижению уровня бакинского бассейна и прекращению функционирования Маньчского пролива. С наступлением новой ледниковой эпохи (ИКС 12) вслед за падением уровня океана отступили средиземноморские воды, эпичаудинский бассейн начал сброс своих вод через Босфор – наступила постчаудинская регрессивная эпоха.

Безусловно, на развитие событий в регионе влияли и многие другие факторы (например, тектонический), но основополагающими для развития трансгрессивно-регрессивной ритмики бассейнов были изменения климата.

Анализ развития дидакн показал, что их первые представители (*D. guriensis* и *D. supsae*) появились в Гурийском заливе раннечаудинского водоема. В Каспии первыми дидакнами были *D. parvula* Куринского залива. Предковым видом для них, скорее всего, был вид *Didacnoides caucasica* (верхний апшерон Азербайджана и Дагестана). Можно предположить два пути появления и развития дидакн. (1). В конце апшерона каспийские дидакноидные формы проникают в Понт и здесь, у его юго-западных берегов, в раннечаудинском бассейне дают начало плейстоценовым дидакнам. Видоизменяясь, они образуют крассоидные виды, расселившиеся по площади чаудинского водоема. Возникновение крассоидных дидакн в Каспии, скорее всего, произошло параллельно от этих же предковых форм в аналогичных условиях среды. (2). Второе предположение – проникновение *Didacna guriensis* юго-восточным путем в Южный Каспий кажется менее вероятным.

Тригоноидные дидакны зародились в опресненных районах Северного Каспия в результате процесса видообразования у крассоидных дидакн. Приспособление к новым условиям солености привело к дивергенции отдельных признаков и формированию устойчивых генотипических различий вплоть до образования новых видов. По Маньчскому проливу они мигрировали в Эвксин. Предками катиллоидных форм, вероятно, являются *Didacnoides deltocurtus* или *Didacnoides transcaspicus* (верхний апшерон Челекена). Таким образом, от разных предковых форм возникли две ветви дидакн, развивавшиеся параллельно.

В среднем неоплейстоцене Каспий испытал четыре разнопорядковых трансгрессии: «малую» урунджикскую трансгрессию, осложнившую крупный бакинский-хазарский регрессивный этап его развития, и три стадии раннехазарской трансгрессивной эпохи, разделенные регрессиями. В Понте имели место три трансгрессии, составляющие эвксино-узунларскую эпоху его развития.

На глобальное потепление климата (11 ИКС), характеризующее начало среднего плейстоцена, Каспий отреагировал продолжительной регрессивной эпохой, внутри которой отмечалась небольшая урунджикская трансгрессия – самый тепловодный и солоноводный трансгрессивный бассейн Каспия, отвечающая фазе похолодания и увлажнения внутри продолжительного и сложного по структуре лихвинского межледниковья. Она была отделена как от бакинской, так и следующей за ней раннехазарской трансгрессией, регрессиями – венедской и нижнекривичской. Холодные эпохи среднего неоплейстоцена (ИКС 10, 8 и 6) отразились в Каспии тремя раннехазарскими трансгрессивными стадиями, разделенными регрессиями.

Понт, как и в раннем плейстоцене, на эпохи оледенений реагировал установлением регрессивного режима и развитием в его котловине солоноватоводных бассейнов каспийского типа с отрицательными отметками уровней: древнеэвксинского (ИКС 12), эвксинского (ИКС 10) и позднеэвксинского (ИКС 8). В межледниковые эпохи в результате подпора со стороны трансгрессирующего Средиземного моря уровень солоноватоводных бассейнов достигал современных отметок, дальнейшее развитие средиземноморской трансгрессии приводило к ее распространению в Черноморском регионе. Средиземноморские воды вызывали осолонение бассейнов Понта, превращая их в полуморские, заселенные морской эвригалинной и умеренно эвригалинной (иногда – умеренно стеногалинной) малакофауной: палеоузунларский (ИКС 11), узунларский (ИКС 9) и ашейский (ИКС 7) бассейны.

Урунджикский водоем Каспия был изолированным. Раннехазарская трансгрессия сбрасывала свои воды в эвксинские бассейны Понта, вызывая в них повышение уровня и изменяя их фаунистический облик распространением своих представителей малакофауны. Проникновение эвксино-узунларских элементов фауны в Каспий было незначительным; сравнительно широкое распространение в Северном Каспии получил солоноватоводный эвксинский вид *Didacna pontocaspia*, его морские эвригалинные элементы погибли, очевидно, из-за низкой солености водоема.

Начало позднего плейстоцена (ИКС 5) – теплая сухая межледниковая эпоха – в Каспии было отмечено его регрессивным состоянием (черноярская регрессия), сменившимся в первую фазу межледникового

похолодания и увлажнения (Болиховская, 2005) первой стадией позднехазарской трансгрессии – тепловодным солонатоводным бассейном с отрицательными отметками уровня, заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе в начале позднего плейстоцена послеузунларское понижение уровня сменилось крупной межледниковой карангатской трансгрессией с наивысшей в плейстоцене соленостью, с широким развитием стеногалинной средиземноморской малакофауны. В долине Маныча она образовала ингрессионный залив, проникший вплоть до водораздела с Каспием.

Регрессия раннего позднехазарского бассейна, по-видимому, произошла в термодерогационную стадию межледниковья. В условиях сменившего ее похолодания конца межледниковья получила развитие вторая позднехазарская трансгрессивная стадия – гирканская, образовавшая глубокий залив (возможно, лиман) в долине Восточного Маныча. Продолжающееся похолодание и наступление ледниковой эпохи привело к регрессии карангатского бассейна, но «поддержало» гирканский трансгрессивный бассейн, чьи воды ингрессировали в долину Маныча, а затем и в Азовскую котловину. Регрессивная тенденция карангатского моря была осложнена трансгрессивным тарханкутским бассейном с отрицательными отметками уровня. Возможно, это событие произошло не без влияния гирканского стока, распределившего бассейн. Реконструированная палеогеография как карангатской, так и позднехазарской трансгрессивных эпох, произошедших в микулинское межледниковье, говорят в пользу большего его временного объема (вся ИКС 5), чем это принято большинством исследователей.

Пик ранневалдайского похолодания (ИКС 4), очевидно, вызвал регрессию в Каспии: в Нижнем Поволжье этой эпохе отвечают ахтубинские слои с проявлением мерзлоты в основании. Сменившие их ательские субаэральные осадки, судя по их мощности, образованию нескольких (до четырех) горизонтов погребенных почв, свидетельствуют о длительной эпохе их накопления, а палеонтологические свидетельства - о холодном климате ательской эпохи с неоднократной сменой в сторону смягчения. Часть ательских отложений, очевидно, накапливалась одновременно с развитием первых фаз хвалынской трансгрессии. Синхронно с ахтубинско-ательскими отложениями шло накопление буртасской толщи Маныча.

Внутривалдайский межстадиал (ИКС 3) отразился незначительным подъемом уровня Понта и расширением в бассейне умеренно теплолюбивых видов диатомей и микрофауны, а на его побережьях сменой ландшафтов на межстадиальные. Однако распространения в бассейне морских моллюсков, которое связано с притоком средиземноморских вод, не было.

Холодный сухой климат максимума поздневалдайского похолодания (ИКС 2) привел к глубокой регрессии в Понте – изолированному пресноводному ранневоэвксинскому бассейну. В Каспии он, очевидно, вызвал регрессивную стадию раннехвалынского бассейна, после которой, в условиях деградации оледенения, началась максимальная фаза раннехвалынской трансгрессивной стадии. Трансгрессия каспийского типа началась и в Эвксине, однако, его уровень оставался низким из-за сброса вод через проливы в находящийся в регрессивном состоянии Средиземноморский бассейн. Раннехвалынская максимальная фаза трансгрессии, достигнув уровня Манычского порога, выработала эрозионную долину, по которой сбросила часть вод в новоэвксинский бассейн. В Каспии сброс вод по Манычу вызвал падение уровня раннехвалынского моря. Его новый подъем выше 22 м привел к ингрессии каспийских вод в уже разработанную на первом этапе функционирования пролива долину и следующему этапу их стока в новоэвксинский водоем. Поступление каспийских вод, наряду с «каспийским» развитием новоэвксинского водоема, привели к подъему уровня последнего - новоэвксинской трансгрессивной фазе, «подпертой» начавшейся трансгрессией Средиземного моря. Падение уровня Каспия ниже 22 м привело к прекращению функционирования Манычского пролива – судя по имеющимся в настоящее время геолого-геоморфологическим и палеонтологическим материалам, окончательно.

В голоцене падение уровня хвалынского бассейна завершилось в бореальный период континентализации климата мангышлакской регрессией. Увлажнение атлантического этапа привело к новокаспийской трансгрессии - тепловодным солонатоводным бассейном с отрицательными отметками уровня (до -19 - -20 м), заселенным богатой малакофауной. В Черноморском регионе начало голоцена ознаменовалось межледниковой черноморской трансгрессией с соленостью 18-20, с широким развитием средиземноморской малакофауны (от эвригалинной до умеренно стеногалинной).

Развитие природной обстановки в Северном полушарии в течение неоплейстоцена носило ритмический характер, в разных широтах и регионах выраженный по-разному. Сопоставление хода тепло- и влагообеспеченности на Русской равнине и в Каспийском регионе привело к заключению, что «холодные» трансгрессии происходили в криогигротические фазы климатического цикла, условия которых были благоприятны и для развития оледенений на Русской равнине. Однако, пик увлажненности на Каспии достигал своих максимальных значений раньше максимального развития оледенения (примерно к середине

криогигротической фазы); к максимуму оледенения на Русской равнине (конец гигротической фазы) должен был отмечаться спад уровня моря. Максимум регрессии соответствовал середине термоксеротической фазы, когда межледниковые условия еще не достигли своей кульминации. «Теплые» трансгрессии, по видимому, происходили в фазы похолодания и увлажнения внутри продолжительных сложных по структуре межледниковий.

Трансгрессии в Понте происходили двух типов: каспийского и морского (океанического). Трансгрессии первого типа развивались синхронно каспийским. Однако, если в Каспии (изолированный водоем) уровень бассейна мог подниматься достаточно высоко, то в Понте (ограниченная связь с океаном) бассейны каспийского типа (чаудинские, древнеэвксинские, новоэвксинский) имели отрицательные отметки уровня, ибо при достижении уровня Босфорского порога, сбрасывал свои воды в Мраморное море. В этих условиях и сброс в Понт каспийских вод не оказывал должного влияния на подъем уровня. Позднечаудинская и эвксинские трансгрессии достигли своего максимального уровня при подпоре со стороны Средиземного моря в условиях межледниковой трансгрессии океана. Таким образом, трансгрессии каспийского типа сменялись морскими. Морские трансгрессии и их размах зависели от уровня океана и развивались одновременно (логично предположить лишь незначительное запаздывание) с трансгрессиями океана.

Манычский пролив, периодически функционировавший между Каспием и Понтом, является уникальным событием палеогеографии региона. В неоплейстоцене отмечается по меньшей мере пять эпох открытия пролива: в раннем неоплейстоцене – в бакинскую эпоху, в среднем – дважды в эвксино-раннехазарскую эпоху и в позднем неоплейстоцене – в карангатско-позднехазарскую и хвалынскую эпохи.

В неоплейстоценовой истории как Каспия, так и Понта, Манычский пролив играл существенную роль. В Каспии он осуществлял контроль уровня обширных «холодных» трансгрессий. В Понте контролировал распространение морских «теплых» бассейнов. Принимая воды каспийских трансгрессий и доставляя их в бассейны Понта, пролив способствовал увеличению их водной массы, изменению их гидрологических, гидрохимических и экологических параметров, а также изменял фаунистический облик водоемов. На бассейнах Каспия сток вод по Манычу сказывался понижением их уровня, а также сбросом части солей в водоемы Понта. Предполагаемое нами поступление эвксино-узунларских вод в раннехазарский бассейн Каспия сказалось на акклиматизации в Северном Каспии черноморского вида *Didacna pontocaspia*.

С историей Манычского пролива тесно связана и проблема появления в Каспии морского эвригалинного вида *Cerastoderma glaucum*, существенно повлиявшего на малакофауну бассейна. Автор монографии склоняется к пути проникновения *Cerastoderma glaucum* в новокаспийский бассейн Каспия в максимум новочерноморской трансгрессии по цепочке остаточных соленых озер при помощи человека, употреблявшего эти моллюски в пищу и для других бытовых нужд.

Показана возможность использования моллюсков одного рода - *Didacna* Eichw. (истории его развития, временного и пространственного распространения, межбассейновых миграций) для палеогеографических реконструкций и корреляции событий в Понто-Каспии.

Проведена корреляция и выявлены связи палеогеографических событий в Понто-Каспии с ледниковыми событиями на Русской равнине. Развитие «холодных» трансгрессий Каспия и каспийских трансгрессий Понта было коррелятно и связано с развитием оледенений на Русской равнине. «Теплые» трансгрессии Каспия и морские (океанические) трансгрессии Понта развивались в межледниковые эпохи.

Сопоставлена история развития понто-каспийских бассейнов с трансгрессивно-регрессивными событиями в Средиземном море. Трансгрессии в Средиземном море развивались асинхронно с «холодными» трансгрессиями Каспия и бассейнами каспийского типа Понта; синхронными им были «теплые» (или «малые») трансгрессии Каспия и трансгрессии морского типа Понта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдурахманов Г.М., Карпюк М.И., Пузаченко Ю.Г. и др. Современное состояние и факторы, определяющие биологическое и ландшафтное разнообразие Волжско-Каспийского региона России. М.: Наука, 2002. 415 с.
2. Абрамова Т.А. О нижнехазарском флористическом комплексе западного побережья Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. 2. С. 5-19.
3. Абрамова Т.А. Результаты палеоботанического изучения четвертичных отложений западного побережья Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 3. М.: МГУ, 1972. С. 134-146.
4. Абрамова Т.А. Реконструкция палеогеографических условий эпох четвертичных трансгрессий и регрессий Каспийского моря (по данным палеоботанических исследований). Автореф. канд. дисс. М.: МГУ, 1974. 24 с.
5. Абрамова Т.А. О нижнехвалынском спорово-пыльцевом комплексе Западного Прикаспия // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1974. № 1. С. 63-67.
6. Абрамова Т.А. Реконструкция палеоклиматических условий эпохи раннехазарской трансгрессии Каспийского моря (по данным палеоботанического анализа) // Вестн. Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1975. № 1. С. 108-110.
7. Абрамова Т.А., Маев Е.Г. Палинологическая характеристика и условия формирования горизонта позднехвалынской (мангышлакской) регрессии Каспийского моря // Маринопалинологические исследования в СССР. М.: АН СССР, 1974. С. 117-125.
8. Абрамова Т.А., Парунин О.Б., Свиточ А.А. Новые данные о хвалынских отложениях разреза Енотаевка (Нижнее Поволжье) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. 1. М.: МГУ, 1983. С. 52-62.
9. Агаларова Д.А., Кадырова З.К., Кулиева С.А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку: Азернешр., 1961. 419 с.
10. Азовское море в конце XX – начале XXI веков. Геоморфология, осадконакопление, пелагические сообщества. Апатиты, 2008. Т. 10. Отв. ред. Матишов Г.Г. 296 с.
11. Александров А.Н. Особенности современного осадконакопления в Азовском море. Ростов-на-Дону, 1965. 328 с.
12. Александрова Л.П. Грызуны антропогена Европейской части СССР // Труды ГИН АН СССР. 1976. В. 291. 100 с.
13. Алексеева Л.И. Последовательность смены комплексов млекопитающих в антропогене Восточной Европы // Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М.: Наука, 1969. С. 36-46.
14. Алексеева Л.И. Териофауна раннего антропогена Восточной Европы. М.: АН СССР, 1977. 214 с.
15. Алескеров Б.Д., Мамедов А.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. и др. Новые данные по стратиграфии Мишовдагского разреза плейстоцена Азербайджана // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1987, № 4.
16. Алескеров Дж.А., Гаджиев Т.М., Баба-Заде А.Д. О границе между неогеном и антропогеном // Междунар. коллоквиум по проблеме границы между неогеновой и четвертичной системами. М.: Наука, 1973. Т. 4. С. 33-38.
17. Алигаджиев Г.А. Реконструкция донной фауны дагестанского района Каспийского моря в связи с массовым развитием в нем азово-черноморских вселенцев // Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последние десятилетия. М.: Наука, 1965. С. 166-199.
18. Алигаджиев Г.А., Гусейнов М.К. К изучению фауны Аграханского залива // Материалы науч. конфер. Дагестанского филиала Географ. об-ва СССР. Вып. 7. Махачкала, 1977. С. 43-45.
19. Алигаджиев М.М., Османов М.М., Амаева Ф.Ш. Азово-черноморские вселенцы макробентоса Каспия в новых экологических условиях // Голоценовые колебания уровня моря и биологич. разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 22-23.
20. Алиев А.Д., Пятакова Г.М. Видовой состав и распределение зообентоса Среднего и Южного Каспия // Биология Среднего и Южного Каспия. М.: Наука, 1968. С. 80-104.
21. Алиева Э.Г.-М. Филогения, систематика и палеоэколого-биогеохимическая характеристика антропогеновых моллюсков дидакна западного борта южно-каспийской впадины. Автореф. диссерт. Баку, 1990. 20 с.
22. Али-Заде А.А. Апшерон Азербайджана. М.: Недра, 1973. 227 с.
23. Али-Заде А.А., Пашалы Н.В., Мамедов А.В. и др. Азербайджан // Граница между неогеновой и четвертичной системами в СССР. М.: Наука, 1987. С. 89-95.
24. Ализаде А.А., Ализаде Д.А., Алескеров Д.А., Асадуллаев Э.Н. Путеводитель экскурсий по проблеме «Граница между неогеном и четвертичной системой». М., 1972.
25. Ализаде К.А., Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М., Карягды С.К. Стратиграфия морских антропогеновых (четвертичных) отложений Азербайджана // Геология четверичного периода. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977. С. 61-67.
26. Ализаде К.А., Векилов Б.Г., Гейвандова Е.Х. Руководящие окаменелости плиоценовых и четвертичных отложений Азербайджана. Баку: АН АзССР, 1957. 145 с.
27. Ализаде К.А., Гаджиев Т.М., Халилбейли Ч.А. и др. Стратиграфическое расчленение антропогеновых отложений Ба-

- кинского архипелага и его акватории // Изв. АН АзССР. Сер. Наук о Земле. 1974. № 2.
28. Ализаде С.А., Байрамов А.А., Мамедов А.В. Ширинов Н.Ш. Геология четвертичных отложений Азербайджана. Объяснительная записка к карте четвертичных отложений Азербайджана. Баку: ЭЛМ, 1978.
 29. Алисов Б.П., Полтараус Б.В. Климатология. М.: Изд-во МГУ, 1962. 226 с.
 30. Алферьев Г.П., Алферьева А.М. Последние страницы геологической истории Терско-Кумской низины // Географ. сборник. 1952. Сб.1.
 31. Андреева С.И. Двустворчатые моллюски Аральского моря в условиях экологического кризиса. Автореф. диссерт. М., 2001. 47 с.
 32. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Керченском полуострове // Записки Новоросс. Об-ва естествоиспыт., 1884. Т. 9. В. 2. С. 1-198.
 33. Андрусов Н.И. Очерк истории развития Каспийского моря и его обитателей / Изв. Русск. Геогр. об-ва. Т. 24. Вып. 1-2. 1888. С. 91-114.
 34. Андрусов Н.И. О верхнеплиоценовых отложениях мыса Чауда на Керченском полуострове / Труды СПб Об-ва естествоиспыт. Отд. геол. и минерал. Т. 20. 1889. С.11.
 35. Андрусов Н.И. Предварительный отчет об участии в Черноморской глубоководной экспедиции // Изв. Русск. Геогр. об-ва. 1890. Т. 26. В. 2(5). С. 380-409.
 36. Андрусов Н.И. Экспедиция «Селяника» на Мраморное море // Мраморное море. Экспедиция Русского географического общества в 1894 г. СПб., 1896. С. 153-171.
 37. Андрусов Н.И. О древних береговых линиях Каспийского моря // Ежегодник по геол. и минерал. России. Т. 4. 1900. № 1-2. С. 3-16.
 38. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове / Материалы для геологии России. Т. XXI. 1903. №2. С. 257 - 283.
 39. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минерал. России. Т. 7. Вып. 6. 1904-1905. С. 158-172.
 40. Андрусов Н.И. Босфор и Дарданеллы. Исторический обзор мнений об их происхождении // Землеведение. Т. 12. Кн. 1-2. 1905. С. 1-44.
 41. Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области // Тр. Арало-Касп. экспед. Ч. 1. 1905. В. 7. С. 1-188.
 42. Андрусов Н.И. Материалы для геологии Закаспийской области // Тр. Арало-Касп. экспед. Ч. 2. 1915. В. 8. С. 1-8.
 43. Андрусов Н.И. Стратиграфическая схема Апшеронского полуострова // Геологический вестник. 1915. Т. 1, № 4. С. 225-230.
 44. Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. 6. Т. 12. 1918, №1. С. 23-28.
 45. Андрусов Н.И. Послетретичная тирренская терраса в области Черного моря // Bull. Intern. Acad. Sci. Boheme. 1925. С. 165-176.
 46. Андрусов Н.И. Карты Черноморской области в верхнемиоценовую, плиоценовую и послетретичную эпохи // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1926. Т. 4. В. 3-4. С. 183-188.
 47. Андрусов Н.И. Геологическое строение и история Керченского пролива // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1926. Т. 4. № 3-4. С. 294-332.
 48. Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г. Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // Геоэкология. 1996. № 3. С. 38-50.
 49. Антонов Б.А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1963.
 50. Аполлов Б.А. Каспийское море и его бассейн. М.: Изд-во АН СССР. 1956. 119 с.
 51. Аполлов Б.А. Проблема Каспийского моря и ее основные задачи // Проблема Каспийского моря. Баку: Изд-во АН АзССР. 1963. С. 9-12.
 52. Арап Р.Я., Маркова А.К., Михайлеску К.Д., Чепалыга А.Л., Коваленко А.Л. Биостратиграфия опорного разреза древнеэвксинских отложений у с. Озерное // Бюлл. Комис. по изуч. четв. периода. 1990. № 59. С. 29-40.
 53. Аристархова Л.Б., Белкин О.А., Кузьмин Ю.А. и др. Стратиграфия и условия формирования четвертичных отложений восточной части Прикаспийской низменности // Матер. Совещ. по изуч. четверт. пер. 1961. Т. II.
 54. Аристархова Л.Б., Варущенко А.Н., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Мякокин В.С., Соловьева Г.Д. К вопросу о четвертичной истории Северного Устья // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1971. Вып. 2.
 55. Арнольди Л.И. К вопросу о распределении зообентоса в Каспийском море // Материалы по гидробиологии и литологии Каспийского моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 115-171.
 56. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А. и др. Методы и результаты картирования и геохронологические привязки

- древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С.144 - 150.
57. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А. и др. О возрасте и климатических условиях формирования осадков позднелейстоценовых морских террас побережья Керченского пролива // Вест. ЛГУ, 1983, №12. С. 69-79.
 58. Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Измайлов Я.А. О возрасте голоценовых и верхнелейстоценовых отложений черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманского района // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1975, № 44. С. 107 - 110.
 59. Арсланов Х.А., Герасимова С.А., Леонтьев О.К. и др. О возрасте плейстоценовых и голоценовых отложений Каспийского моря (по данным радиоуглеродных и урано-иониевых методов датирования // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1978, № 48. С. 39-48.
 60. Арсланов Х.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б. и др. Об абсолютном возрасте “карангатских” террас Западного Кавказа // Докл. АН СССР. Т.226. 1976, №1. С.159-162.
 61. Арсланов Х.А., Локшин Н.В., Мамедов А.В. и др. О возрасте хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений Каспийского моря // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1988, № 57. С. 28-38.
 62. Артамонов В.И. Позднечетвертичные регрессии Каспийского моря по данным биостратиграфических и геоморфологических исследований дагестанского шельфа Среднего Каспия. Автореф. дис. М.: МГУ, 1976. 26 с.
 63. Артамонов В.И. Позднечетвертичные комплексы двустворчатых моллюсков дагестанского шельфа Каспия // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1976. Вып. 5. С. 82-86.
 64. Артамонов В.И., Маев Е.Г. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 6. М.: МГУ, 1979. С. 12-22.
 65. Артамонов В.И., Черенов В.В. Позднечетвертичные комплексы двустворчатых моллюсков Каспийского моря и их смена в пространстве и во времени // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1977. Т. 52. № 2. С. 147.
 66. Артюшенко А.Т., Пашкевич Г.А., Кареева Е.В. Развитие растительности юга Украины в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, 1972. № 39.
 67. Артюшенко А.Т., Пашкевич Г.А., Паришкура С.И., Карева Е.В. Палеоботаническая характеристика опорных разрезов четвертичных отложений средней и южной части Украины. Киев: Наукова думка, 1973. 120 с.
 68. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
 69. Архипов С.А. К литолого-фациальной характеристике хвалынских шоколадных глин и условиям их образования // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. пер. 1958. № 22. С. 63-72.
 70. Архипова Е.Г. Тепловой баланс Каспийского моря // Труды ГОИН. 1970. Вып. 35. С. 3-101.
 71. Асадуллаев Э.М. К изучению фауны гюргянских отложений // Изв. АН АЗССР. Серия геолого-географ. наук. 1965. № 6. С. 21-27.
 72. Асадуллаев Э.М., Певзнер М.А. Палеомагнитные исследования морских антропогеновых осадков хребта Малый Харамы // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1973. № 1.
 73. Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М.: Пищ. промышленность, 1968. 415 с.
 74. Бабак Е.В. Плиоценовые и четвертичные дрейссениды (*Dreissenidae*, *Bivalvia*) Эвксинского бассейна. Автореф. дисс. М., 1980. 31 с.
 75. Бабак Е.В., Стойков С.С. Комплексы позднечетвертичных моллюсков морских отложений континентальной террасы // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 203-212.
 76. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25-31.
 77. Бадюкова Е.Н. О возможности соединения Каспийского и Черного морей в позднечетвертичное и голоценовое время // Геоморфология. 2001. № 3. С. 76-85.
 78. Бадюкова Е.Н. Некоторые вопросы истории развития Маныча в позднем плейстоцене – голоцене // Человечество и береговая зона Мирового океана в XXI веке. М.: ГЕОС, 2001. С. 320-334.
 79. Бадюкова Е.Н. Когда последний раз соединялись Черное и Каспийское моря? // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 21-24.
 80. Бадюкова Е.Н. Возраст хвалынских трансгрессий Каспийского моря // Океанология, 2007. Т. 47. № 3. С. 432-438.
 81. Бадюкова Е.Н. История развития пролива Босфор и соединение Средиземного и Черного морей в позднем плейстоцене-голоцене // Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. М.: географический факультет МГУ, 2010. С. 4-24.
 82. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за

- последние 20 тысяч лет // Водные ресурсы. 1988. № 6. С. 54-63.
83. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Новое обобщение данных по хронологии позднего плейстоцена и голоцена Азово-Черноморского бассейна // Геохронолог. четвертич. периода. Москва, 1989. С. 42.
 84. Барбот де Марни Н., Крытин Н., Костенков К. Очерк Восточного и Западного Манычей // Журн. Главн. упр. путей сообщения, № 2. 1861. 229 с.
 85. Барг И.М., Яловенко И.П., Яценко Ю.Г. Новые данные к истории геологического развития Керченского пролива // Стратиграфия кайнозой Северного Причерноморья и Крыма. Днепропетровск, 1978. В. 2.
 86. Барг И.М., Яценко Ю.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и полезные ископаемые шельфа Азово-Черноморского бассейна // Исследования береговой зоны морей. Киев, 2001. С. 177-185.
 87. Батурин В.П. Палеогеографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.-Л.: Наука, 1947. 338 с.
 88. Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф., Делия С.В. и др. Биостратиграфия, строение верхнечетвертичных отложений и некоторые черты палеогеографии Северного Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 1. С. 114-124.
 89. Белевич Е.Ф. Районирование дельты Волги // Тр. Астраханского заповедника. Вып. 8. 1963. С. 401-421.
 90. Белоусов Т.П., Энман С.В. Морфоструктурный план и тектонические движения Ставропольской возвышенности на четвертичном и современном этапах развития // Геоморфология, №4, 1999. С. 56-69.
 91. Благоволин Н.С. Происхождение и история развития Керченского пролива // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1960. № 2. С. 37-45.
 92. Благоволин Н.С. Геоморфология Керченско-Таманской области. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 192 с.
 93. Благоволин Н.С. Голоценовая история Черноморского бассейна // Компл. исслед. Черноморской впадины. М.: Наука, 1976. С. 48-53.
 94. Боброва О.А. Танатоценозы хвалынского моря // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. Т.ХУП. Вып. 2-3. 1939.
 95. Богачев В.В. Степи бассейна р. Маныч // Изв. Геол. ком.1903. Т. 22. № 2.
 96. Богачев В.В. Геологические наблюдения в долине Маныча, произведенные летом 1903 года // Изв. Геол. Комит. Т. 22. 1903, № 9.
 97. Богачев В.В. К вопросу о делении плиоцена и плейстоцена каспийского типа // Ежегодник по геолог. и минералог. России. Вып. 3-4. 1910, № 12.
 98. Богачев В.В. *Mutilus* в Каспийском море // Русский гидробиологический журнал. 1928. № 8-9. С. 187-189.
 99. Богачев В.В. Геологические экскурсии в окрестностях Баку. Баку: Изд-во геол. разв. упр. Азнефти, 1932. 88 с.
 100. Богачев В.В. Руководящие окаменелости Апшеронского полуострова и прилегающих районов. Часть 1. Баку: Азнефтеиздат, 1932. 91 с.
 101. Богданов А.А. Новые данные по стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений Нижнего Поволжья // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XI. 1933, № 4. С. 349-363.
 102. Богданов А.А. Новые данные по стратиграфии Нижнего Поволжья в связи с глубоким бурением в Астрахани // Труды Ленингр. общ. естествоиспыт., 1934. Т. 63. Вып. 2. С. 210-224.
 103. Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 270 с.
 104. Болиховская Н.С. Основные закономерности развития растительности и климата Восточно-Европейской равнины в последние 900 тысяч лет // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. Москва: Географический ф-т МГУ, 2005. С. 159-191.
 105. Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии. 2007. № 4 (32). С. 2-28.
 106. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР датирования // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 25-53.
 107. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. С. 149-178.
 108. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Периодизация, корреляция и абсолютный возраст теплых и холодных эпох последних 200 тысяч лет // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 45-64.
 109. Большаков В.А., Виноградов Ю.К., Дара О.М., Янина Т.А. Первые результаты изучения связи магнитных свойств донных осадков Северного Каспия с колебаниями уровня Каспийского моря в позднем неоплейстоцене // Доклады Академии наук, 2009. Т. 427. № 5. С. 683-687.
 110. Бондарчук В.Г. Геология Украины // Вид-во Акад. Наук УРСР. Киев, 1959. 829 с.
 111. Бондарчук В.Г., Трашук Н.Н. Морские плейстоценовые отложения Северного Причерноморья // Геология четвер-

- тичного периода. Ереван, 1977. С. 177-184.
112. Брицина М.И. Распространение хвалынских шоколадных глин и некоторые вопросы палеогеографии Северного Прикаспия // Труды Ин-та географии АН СССР. Т. 62. 1954.
 113. Брод И.О. Геологические исследования в окрестностях Каякентской нефтеносной площади (Ю. Дагестан) // Изв. Главн. геол.-развед управл. 1930. Т. 49. № 4. С. 33-49.
 114. Брод И.О. Геологическая оценка перспектив нефтегазоносности Предкавказья // Перспективы нефтегазоносности Северного Кавказа и Предкавказья. М.: Гостоптехиздат, 1959. С. 7-20.
 115. Броцкая В.А., Неценгевич М.Р. Распространение *Mutillaster lineatus* в Каспийском море // Зоологический журнал. 1941. Т. 20. Вып. 1. С. 79-99.
 116. Броцкий Ю.З., Карандеева М.В. Развитие Западного Прикаспия в четвертичное время // Вестник МГУ. Сер. физ-мат. и естеств. наук. 1953, № 2. С. 139-146.
 117. Бруевич С.В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия // Труды по комплексному изучению Каспийского моря. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. Вып. 4. 352 с.
 118. Бруевич С.В., Шишкина А.В. О палеогидрологии Черного моря в позднечетвертичное время // ДАН СССР. 1959. Т. 127. № 3. С. 673-676.
 119. Брылев В.А., Иванов И.В., Таболякова В.Я. Палеогеографические условия формирования Северо-Западного Прикаспия в раннехвалынское время // Известия АН СССР. Сер. географ. 1980. № 5. С. 92-97.
 120. Будагов Б.А. Геоморфология и новейшая тектоника Юго-Восточного Кавказа. Баку: ЭЛМ, 1973. 246 с.
 121. Букаччук П.Д. Об отложениях с древнеэвксинским типом фауны в низовьях Прута // Геология четвертичных отложений Молдавии. Кишинев: Штиинца, 1983. С. 70-82.
 122. Бэр К. Отчет о путешествии на Маныч // Вестн. Геогр. об-ва. Т. 18. № 2. 1856. С. 231-254.
 123. Бэр К. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // Зап. ИРГО. Спб, 1856. С. 3-32.
 124. Варданыц Л.А. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Ереван: АН Арм. ССР. 1948. 184 с.
 125. Варенцов М.И. Геологическая история Таманского полуострова в послетретичное время // Труды 2 Междунар конфер. по изуч. четвертич. периода Европы. Вып. 3. М.-Л., 1933. С. 88-101.
 126. Варущенко С.И. Анализ позднеплейстоценовой и голоценовой истории развития природной среды северо-западного шельфа Черного моря // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 50-62.
 127. Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 255 с.
 128. Васильев Ю.М. К вопросу о сопоставлении событий четвертичной истории Прикаспия с оледенениями Русской равнины // Бюл. Ком. по изуч. четверт. пер. 1959. № 23.
 129. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 128 с.
 130. Васильев Ю.М. О зависимости трансгрессий замкнутого бассейна Каспия от равнинных оледенений в антропогене // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. № 2. С. 399-401.
 131. Васильев Ю.М. Формирование антропогенных отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.-Л.: Наука, 1969. 182 с.
 132. Васильев Ю.М. Об уровнях трансгрессии в полужамкнутых и замкнутых морских бассейнах (на примере Черного и Каспийского морей) // Пробл. изуч. четвертич. периода. М.-Л.: Наука, 1972. С. 399-403.
 133. Васильев Ю.М. Аридные и пловивальные климаты в плейстоцене и их отношение к оледенениям и межледниковьям // Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена). М.: Наука, 1982. С. 204-213.
 134. Васильев Ю.М., Ренгартен Н.В. Состав и условия образования плейстоценовых отложений Нижней Волги // Стратиграфия и палеогеография антропогена. М.: Наука, 1982.
 135. Васильев Ю.М., Федоров П.В. О стратиграфическом положении верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья в единой шкале Каспийской области // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 12.
 136. Вассоевич Н.Б. О древнекаспийских отложениях на Таманском полуострове // Азерб. Нефт. хоз. 1928, № 8-9. С. 25.
 137. Вассоевич Н.Б. Палеонтологические заметки по плиоценовым и постплиоценовым отложениям Таманского полуострова // Изв. Геолкома. 1928. Т. 47. № 6. С. 711-732.
 138. Вассоевич Н.Б. *Didacna nalivkini* nov. sp. // Изв. Главного геолога-развед. управления. 1930. Т. 49. № 5. С. 120.
 139. Вебер В.В. Краткий обзор геологического изучения Бакинского нефтеносного района // Тр. НГРИ. Сер. А. 1932. Вып. 8. 39 с.
 140. Вебер В.В. Рекогносцировочный объезд полосы кайнозойских отложений между Шемахой и Аджинаурской степью

- // Тр. НГРИ. Сер. Б. Вып. 67. 1933. 85 с.
141. Вебер. В.В., Калицкий К.П. Челекен // Тр. Геол. ком. Н.С. 1911. Вып. 63. 180 с.
 142. Векилов Б.Г. О составе, общем характере и основных этапах развития четвертичной морской конхилиофауны Восточного Азербайджана // Изв. АН АЗССР, серия геолого-географ. наук. 1964. № 3.
 143. Векилов Б.Г. Антропогенные отложения Северо-Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во ЭЛИМ, 1969. 217 с.
 144. Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М. О новом виде *Didacna Eichw.* из нижнехазарских отложений хребта Большой Харамы // Докл. АН АЗССР. 1964. Т. XX. № 8.
 145. Векилов Б.Г., Асадуллаев Э.М., Карягды С.К. Солоноватоводные антропогенные представители рода *Didacna Eichwald* Азербайджана // Вопросы палеонтологии и стратиграфии Азербайджана. Баку: ЭЛИМ, 1976. В. 1. С. 10-21.
 146. Векилов Б.Г., Федоров П.В. Четвертичные морские отложения Азербайджана и их место в стратиграфии плейстоцена Понто-Каспийской области // Докл. АН АЗССР. 1970. Т.26. № 4.
 147. Веклич М.Ф. Этапы развития природы Черного и Азовского морей в четвертичное время и их корреляция с континентальными обстановками // Четвертич. период, палеогеография и литология. Кишинев: Штиинца, 1989. С.102-118.
 148. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
 149. Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценовых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 7-25.
 150. Величко А.А. Периодизация событий позднего плейстоцена в перигляциальной области // Палеогеография Европы за последн. сто тысяч лет. М.: Наука, 1982. С. 67-70.
 151. Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1991. № 5. С. 5-22.
 152. Величко А.А., Ахлестина Е.Ф., Борисова О.К. и др. Эоплейстоцен и плейстоцен // изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 58-76.
 153. Величко А.А., Гричук В.П. Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. 252 с.
 154. Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 3-16.
 155. Верещагин Н.К. Млекопитающие Кавказа. История формирования фауны. М.Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 703 с.
 156. Виноградов А.П., Гринько В.А., Устинов В.П. Изотопный состав серы в Черном море // Геохимия. 1962. № 10.
 157. Власов В.К., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др. Новые данные по стратиграфии и хронологии карангата и эвксинозунлара // Вестник Моск. Ун-та. Сер. Географ. 1983, № 5. С. 28 - 36.
 158. Возовик Ю.И. К вопросу об амплитуде предголоценовой регрессии Черного моря // Проблемы четвертичной истории шельфа. М.: Наука, 1982. С. 68 - 73.
 159. Волга и ее жизнь. Л.: Наука, 1978. 346 с.
 160. Воробьев В.И., Пирогов В.В. К распространению цветной монодакны в дельте Волги // Науч. труды конфер., посвящ. 100-летию со дня рожд. В.И. Ленина. 1969. Т.2. С. 50-56.
 161. Воскобойников В.М., Ротарь М.Ф., Конинов Е.Г. Связь ритмичности строения толщ голоценовых отложений причерноморских лиманов с колебательным режимом уровня Черного моря // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 264-274.
 162. Вронский В.А. Результаты палинологического анализа четвертичных и верхнеплиоценовых отложений у пос. Зезяне Астраханской области // ДАН СССР. Т. 152. 1963, № 4.
 163. Вронский В.А. Палинологические комплексы верхнеплиоценовых и четвертичных отложений юго-запада Прикаспийской низменности и их стратиграфическое значение. Автореф. дисс. Ростов н/Д: Изд-во Рост ун-та, 1965. 21 с.
 164. Вронский В.А. Основные черты развития растительности юго-запада Прикаспийской низменности в верхнем плиоцене и плейстоцене // Ботан. Журнал. 1970. Т. 55. № 10.
 165. Вронский В.А. Результаты палинологических исследований донных осадков Среднего Каспия // Географические исследования на Северном Кавказе. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1974. С. 109-112.
 166. Вронский В.А. Новые данные к палеогеографии Каспийского моря в плейстоцене // Геоморфология и палеогеография. Л.: Наука, 1975.
 167. Вронский В.А. Маринопалинология южных морей. Ростов н/Д: Изд-во Рост ун-та, 1976. 200 с.
 168. Вронский В.А., Супрунова Н.И. Биостратиграфическая характеристика четвертичных морских отложений Южного Каспия // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1977. В. 6. С. 86-89.
 169. Гаврилов М.Д. Основные черты новейшей тектоники и геоморфологии Аджинаура // Труды конфер. по геоморфо-

- логии Закавказья. Баку, 1953. С. 88-93.
170. Гаджиев А.А. Проблемы экосистем дагестанского побережья Каспия // Голоценовые колебания уровня моря и биологическое разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 34-40.
 171. Гаджиев А.А., Шихшабеков М.М., Абдурахманов Г.М., Мунгиев А.А. Анализ экологического состояния Среднего Каспия и проблема воспроизводства рыб. М.: Наука, 2003. 420 с.
 172. Гаджиев Т.М. К вопросу об условиях распространения фауны моллюсков в донных осадках Каспийского моря и описание некоторых новых видов // Изв. АН АЗССР. Серия наук о Земле. 1966. № 4. С. 24-31.
 173. Гаджиев Т.М. Новая фауна дидакн из древнекаспийских террас (М. Харамы) // ДАН АЗССР. 1966. Т. XXII. № 5.
 174. Гаджиев Т.М. Моллюсковая фауна в донных осадках средней части Восточного Каспия // Труды Азерб. НИИ по добыче нефти. В. XIX. Л.: Недра, 1967.
 175. Гаджиев Т.М. Изменчивость *Didacna baeri* Grimm и некоторые новые виды *Didacna* новокаспийских отложений островов Бакинского архипелага // Палеонтолог. сборник. Львов: Изд-во Львов. Ун-та, 1968. Вып. 1. № 5. С. 75-85.
 176. Ганзей С.С. Хронология палеогеографических событий позднего кайнозоя Понто-Каспия (по данным метода треков). Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1984. 24 с.
 177. Ганзей С.С. Позднекайнозойские отложения Понто-Каспийского региона и трековый метод определения возраста вулканических пеплов // Трековый метод в геологии и географии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 33-45.
 178. Гейвандова Е.Х. Об отложениях бакинского яруса Апшеронского полуострова // Тр. Аз ИИ им. М. Азизбекова, вып. 11, 1955.
 179. Гейвандова Е.Х. К истории геологического развития Апшеронского полуострова в четвертичное время // Тр. Аз ИИ им. М. Азизбекова, вып. 15, 1956.
 180. Гейвандова Е.Х. Экология моллюсков четвертичных отложений Апшеронского полуострова // Тр. Аз ИИ им. М. Азизбекова, вып. 13, 1956.
 181. Гейвандова Е.Х. Новый вид *Didacna Eichw.* в хазарских отложениях Апшеронского полуострова // Докл. АН АЗССР. 1956. Т. 12. № 10. С. 981-986.
 182. Геккер Р.Ф. Введение в палеоэкологию. Л.: Госгеотехиздат, 1957. 128 с.
 183. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. 202 с.
 184. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974. 246 с.
 185. Геология шельфа Украины. Керченский пролив. Киев: Наукова думка, 1981. 186 с.
 186. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. Ч. 1. М.: Недра, 1968. 530 с.
 187. Геология СССР. Т.22. Туркменская ССР. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 658 с.
 188. Геология СССР. Т.47. Азербайджанская ССР. М.: Недра, 1972. 520 с.
 189. Геология СССР. Т.46. Ростовская, Волгоградская, Астраханская области. Калмыцкая АССР. М.: Недра, 1970. 650 с.
 190. Геоморфология западной части Прикаспийской низменности. М.: МГУ, 1958. 238 с.
 191. Геохронология СССР. Т.3. М.: Недра, 1974. 357 с.
 192. Герасимов И.П. Каспийское море в четвертичном периоде // Труды Сов. секции Междунар. Асс. по изуч. четвертич. периода. 1937. Вып. 3.
 193. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. М.: ГЕОС, 2004. 120 с.
 194. Глазовский Н.Ф. Солевой баланс Каспийского моря // Природа, 1972. № 10.
 195. Глазунова К.Н. Стратиграфия и комплексы двустворчатых моллюсков верхнечетвертичных отложений восточного шельфа Среднего Каспия. Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1971. 25 с.
 196. Глазунова К.Н. К систематике *Didacna protracta* Eichw. // Палеонтологический журнал. 1971. № 2. С. 115-117.
 197. Говберг Л.И. Фаунистические комплексы прибрежных отложений северо-западной части Черного моря // Океанология. 1965. Т. V. Вып. 5. С. 870-876.
 198. Говберг Л.И. Фаунистические комплексы прибрежных отложений на болгарском шельфе // Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М.: Наука, 1978. С.78 - 83.
 199. Говберг Л.И., Кънева-Абаджиева В., Димитров П. Стратиграфические комплексы моллюсков // Геология и гидрология западной части Черного моря. София: БАН, 1979. С.72 - 82.
 200. Гожик П.Ф., Шевченко А.И. Положение и строение чаудинских отложений в стратотипическом разрезе // Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев: Наукова думка, 1974.
 201. Голубов Б.Н. Бессточен ли Каспий? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 3. С. 110-124.
 202. Голубов Б.Н., Новиков В.Л., Шлезингер А.Е. Процессы, определяющие формирование водных масс Каспийского моря и колебания его уровня // Докл. РАН. 1998. Т. 358. № 4. С. 538-542.

203. Голубятников В.Д. Бакинский ярус в Дагестане // Изв. Союзгеолразведки, 1931. Т. L. Вып. 100. С. 1516-1517.
204. Голубятников В.Д. Морские и речные террасы Дагестана /Труды Сов. секции Междунар. ассоц. по изуч. четв. периода. Вып. 3. 1937, С. 30-52.
205. Голубятников В.Д., Рейнгард А.Л., Пустовалов И.Ф. Полевые работы на Кавказе по теме «Проблемы Понто-Каспия» // Труды Сов секции Междунар. Ассоц. по изуч. четвертич. периода. 1936. Вып. 2.
206. Голубятников Д.В. Средиземноморские отложения Дагестана // Изв. Геол. Комитета. 1902. Т. 21. № 3. С. 185-230.
207. Голубятников Д.В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат// Тр. Геол. ком. нов. сер. Баку, 1914. Вып. 106. 264 с.
208. Голубятников Д.В. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Аташкинский район // Тр. Геол. ком. Нов. сер. Баку, 1927. Вып.130. 314 с.
209. Голынец Ф.Ф. Геологоразведочные работы в Калмыцко-Сальских степях, произведенные в 1931 г. // Тр. Грознефти, 1931-1932 гг.
210. Горбаренко С.А., Николаев С.Д., Попов С.В. Изотопный состав кислорода раковин четвертичных моллюсков и изменения палеогеографии Восточного Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 48. Вып. 3. 1973. С.102 - 109.
211. Горбунов К.В. Водоемы дельты Волги, их облик, режим и эволюция // Волга-1. Куйбышев, 1971. С. 74-81.
212. Горбунов К.В. Влияние зарегулирования Волги на биологические процессы в ее дельте и биосток. М., 1976. 219 с.
213. Горещкий Г.И. О палеогеографии Приазовья и Западного Приманьчья в узунларско-гирканский и буртасский века // Вопр. географии. 1953. Сб. 33. С. 190-221.
214. Горещкий Г.И. О возрастных соотношениях осадков узунларской и карангатской трансгрессий // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 30. Вып. 2. 1955. С. 13 - 29.
215. Горещкий Г.И. О соотношении морских и континентальных осадков Приазовья, Приманьчья и Нижнего Придонья // Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода. Т. XIII. 1957. С. 36 - 54.
216. Горещкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники. 1957б. № 6.
217. Горещкий Г.И. О перигляциальной формации // Бюлл. Ком. по изуч. четвертич. пер. М., 1958а. № 22.
218. Горещкий Г.И. Буртасское среднеантропогенное озеро и проблема колебания уровня мирового океана в связи с оледенениями // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. XXXIII(2). 1958б.
219. Горещкий Г.И. О возрасте карангатской фазы тирренской трансгрессии // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1959, № 23. С. 66 - 74.
220. Горещкий Г.И. Четвертичная система района сооружений Волго-Дона. Геология района сооружений Волго-Дона. М-Л., 1960.
221. Горещкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
222. Горещкий Г.И. Аллювиальная летопись великого Пра-Днепра. М.: Наука, 1970. 492 с.
223. Горлов Ю.В., Поротов А.В., Фуаш Э., Янина Т.А. Таманский залив в период греческой колонизации // Проблемы истории, культуры и филологии. М-Магнитогорск, ИА РАН, 2003. Вып. X. 248-257.
224. Грацианский А.Н. Природа Средиземноморья. М.: Мысль, 1971. 508 с.
225. Григорович-Березовский Н.А. Постплиоценовые морские отложения Черноморского побережья // Зап. Новоросс. Об-ва естествоиспыт. 1902. Т. 24. Вып. 2. С. 103-122.
226. Григорович-Березовский Н.А. Постплиоценовые отложения каспийского типа в Черноморской губ. // Зап. Новоросс. Об-ва естествоисп. 1903. Т. 25. Вып. 1. С. 60-70.
227. Григорьев А.В., Шевченко А.И., Шопов В.Л. Корреляция четвертичных отложений черноморского шельфа и побережья Болгарии и Украины. Киев: ИГ АН УССР, 1985. 40 с.
228. Гримм О.А. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 1. // Труды Арало-Касп. экспед., 1876. Вып. 2. 168 с.
229. Гримм О.А. Каспийское море и его фауна. Тетрадь 2. // Труды Арало-Касп. экспед., 1877. Вып. 3. 105 с.
230. Гричук В.П. Результаты предварительного палеоботанического изучения четвертичных отложений Северного Прикаспия // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: АН СССР, 1953. С. 41-56.
231. Гричук В.П. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности // Матер. по геоморфол. и палеогеограф. СССР. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР. 1954. С. 5-79.
232. Гричук В.П. Верхнечетвертичная лесная фаза в истории растительного покрова Нижнего Поволжья // Материалы по геоморфол. и палеогеограф. 1952. Вып. 52.
233. Гричук В.П. Стратиграфическое расчленение плейстоцена на основании палеоботанических материалов // Хронология и климаты четвертичного периода. М.: Изд-во АН СССР. 1960. С. 27-35.

234. Гричук В.П. Гляциальные флоры и их классификация // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР. М.: Наука, 1969. С. 57-70.
235. Гричук В.П. Растительный покров в позднем плейстоцене // Лесс-перигляциал-палеолит на территории Средней и Восточной Европы. М.: Наука, 1969.
236. Гришанов А.Н., Еремин В.Н., Имнадзе З.А. и др. Стратиграфия верхнеплиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Гурии (Западная Грузия) по палеонтологическим и палеомагнитным данным // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода. 1983, № 52. С. 18-28.
237. Громов В.И. Стратиграфическое значение четвертичных млекопитающих Поволжья // Труды Комис. по изуч. четверт. пер. Т. 4. Вып. 2. 1935. С. 309-324.
238. Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Вып. 64. Геол. Серия № 17. 1948. 521 с.
239. Громов В.И. Тираспольский фаунистический комплекс // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972. С. 168-177.
240. Громов И.М. Материалы по истории фауны грызунов Нижнего Урала и Северного Прикаспия / Труды Зоол. ин-та АН СССР. Т.22. 1957.
241. Губкин И.М. Геологические исследования северо-западной части Апшеронского полуострова // Изв. Геол. ком. 1914. Т. 33. № 4. С. 399-444.
242. Губкин И.М. Обзор геологических образований Таманского полуострова / Изв. Геол. ком. Т. 32. 1913, № 8. С. 803-859.
243. Гурарий Г.З., Певзнер М.А., Трубихин В.М. Палеомагнитная шкала позднекайнозойских отложений Каспийского бассейна // Мат-лы IX конф. по вопросам постоянного геомагнитного поля. Баку: Красный Восток, 1973. С. 62-64.
244. Гурарий Г.З., Трубихин В.М. Цикличность развития западно-туркменской части палео-Каспия в позднем кайнозое и палеомагнитная шкала // Граница неогена и четвертичной системы. М.: Наука, 1980. С. 3-7.
245. Гурарий Г.З., Трубихин В.М., Ушко К.А. Стратиграфическое положение палеомагнитной границы Матуяма - Брюнес в разрезах Западной Туркмении и Азербайджана // Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Л.: Наука, 1976.
246. Гюль К.К. Каспийское море. Баку, 1956. 328 с.
247. Давиташвили Л.Ш. К познанию фауны чаудинского горизонта / Изв. Асс. ин-тов при физ.-мат. фак. Моск. ун-та, 1930. Т. 3. № 2. С. 144-150.
248. Давиташвили Л.Ш. Заметки о проблемах стратиграфической палеонтологии кайнозоя Понто-Каспийской области // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1932. Т.10. Вып. 1. С. 124-154.
249. Давиташвили Л.Ш. Обзор моллюсков третичных и послетретичных отложений Крымско-Кавказской нефтеносной провинции. Л.-М.: ГОНТИ, 1933. 168 с.
250. Давиташвили Л.Ш. О развитии фауны Черноморского бассейна в течение плиоцена // Сообщ. АН Груз.ССР. Т. ХУП. № 3. 1956. С. 227-234.
251. Данилевский Н.Я. Извлечение из письма о поездки на Маныч // Зап. Русс. Геогр. об-ва, т.2, 1869. С. 139-180.
252. Дагенс Э.Т., Хант Дж.М. История Черноморского бассейна за последние 25 000 лет // Междунар. Геохимич. Конгресс, Тезисы докл. Т. 2. М., 1971.
253. Дашевская О.В. Данные крелиусного бурения по бакинскому ярусу Восточного Апшерона // Новости нефтяной геологии. 1936. № 7 (29). С. 51-59.
254. Дашевская О.В. О бакинском ярусе Восточного Апшерона // Новости нефт. геологии. 1940, № 7.
255. Дашевская О.В. О Бакинском ярусе восточной части Апшеронского полуострова // Докл. АН СССР. 1940. Т. 26. № 3. С. 242-244.
256. Двали М. Ф., Лебедев Г.А., Никитюк Л.Н. Геологические и гидрогеологические исследования Краснодарского полуострова // Труды Всес. геол.-развед. объедин. 1932. Вып. 179. 155 с.
257. Девириц А.Л., Прокофьев Н.И., Зубаков В.А. Радиоуглеродный возраст раковин морских моллюсков из позднехвалыньских террас Апшеронского полуострова // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л.: Изд-во ГЕО, 1970.
258. Девяткин Е.В. Кайнозой внутренней Азии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1989. 195 с.
259. Девяткин Е.В. Меридиональный анализ экосистем плейстоцена Азии (основные проблемы) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1993. Т. 1. № 4. С. 77-83.
260. Джанелидзе Ч.П. Новые данные о стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черноморского побережья Грузии // Материалы 6 съезда Географ. Об-ва СССР. 1975. В.2.
261. Джанелидзе Ч.П., Микадзе И.С. Свидетельства среднеюрмской трансгрессии в верхнеплейстоценовых отложениях Колхидской низменности // Сообщ. АН ГССР. 1975. Т. 77. № 2. С. 377 - 379.

262. Дзвеля М.Ф. О карангатских слоях приморской полосы Колхидской низменности // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 3. С. 514-515.
263. Дзенс-Литовский А.И. Пересыпи и лиманы Азовско-Черноморского побережья и Степного Крыма // Природа, 1938. № 6.
264. Дзенс-Литовский А.И. Геологическое прошлое и настоящее Кара-Богаз-Гола // Чтен. Памяти Л.С. Берга. Т. I-III. 1952-1954. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1956.
265. Дзенс-Литовский А.И., Васильев Г.А. Геологические условия формирования донных отложений Кара-Богаз-Гола в связи с колебаниями уровня Каспийского моря // Изв. АН СССР. Серия геол. 1961. № 3.
266. Димитров П. Нови данни за строежа и възрастта на някои морфоложки форми на българския черноморски шелф // Пробл. на географията. Т.2. 1978. С. 42-49.
267. Димитров П., Говберг Л.И. Некоторые черты геологической истории шельфа западной части Черного моря в плейстоцене // Докл. БАН. Т. 31. N 9. 1978. С. 1167-1169.
268. Димитров П.С., Говберг Л.И. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеография болгарского шельфа Черного моря // Геоморфология, 1979. № 2. С. 81-89.
269. Димитров П.С., Шимкус К.М., Говберг Л.И. Чаудинские осадки (Емонские слои) // Геология и гидрология западной части Черного моря. София: БАН, 1979. С. 134-135.
270. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2002. 232 с.
271. Додонов А.Е., Тесаков А.С., Титов В.В. и др. Новые данные по био-, климато- и магнитостратиграфии плейстоцена Азово-Кубанского региона // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 62-68.
272. Долуханов П.М. История средиземных морей. М.: Наука, 1988. 142 с.
273. Дорощев П.И. Плейстоценовые флоры Нижней Волги и Ахтубы // Ботанич. журнал. Т. 41. 1956, N 6. С. 67-78.
274. Дорощев П.И. Плейстоценовые флоры Северного Прикаспия // Вопросы геологии вост. окр. Русской платформы и Юж. Урала. Уфа, 1960. В. 5. С. 95-107.
275. Доскач А.Г. К вопросу о роли неотектоники в колебании границ Каспия в четвертичное время // Геоморф. и нов. тектоника Волго-Уральской области. Уфа, 1960.
276. Доскач А.Г., Герасимов И.П. Геоморфологический очерк нижнего участка долины р. Урал от пос. Калмыково до Гурьева // Труды Ин-та физ. геогр. 1937, № 24.
277. Дуброво И.А., Алексеев М.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода. Т. 29. 1964.
278. Думитрашко Н.В., Милановский Е.Е., Бальян С.П., Саядян Ю.В. Древнее оледенение Кавказа // Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1977. С. 26-34.
279. Едигорян З.П., Алексина И.А., Глазунова К.Н. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1970, № 37. С. 47 - 54.
280. Еремин В.Н., Молоствовский Э.А. Палеомагнитный разрез плейстоцена Нижнего Поволжья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981, № 7. С. 44-50.
281. Жадин В.И. Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 376 с.
282. Жадин В.И., Герд С.В. Реки, озера и водохранилища СССР, их фауна и флора. М., 1961. 599 с.
283. Жаковщикова Т.К. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Каспийского моря // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 4. С. 915-918.
284. Жидовинов Н.Я., Кармишина Г.И., Романов А.А. и др. Опорные разрезы плиоценовых и плейстоценовых отложений Нижнего Поволжья // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 34-52.
285. Жидовинов Н.Я., Седайкин В.М., Трояновский С.В. и др. О результатах изучения неогеновых и четвертичных отложений по Астраханской параметрической скважине // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981.
286. Жижченко Б.П. Фауна каспийских террас // Руководящие ископаемые Крымско-Кавказской области. М.-Л.: ГОНТИ, 1933. С. 30-36.
287. Жижченко Б.П. К вопросу о границе между третичными и четвертичными отложениями в Эвксинско-Каспийской области // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1950. № 15. С. 31-44.
288. Жинью М. Стратиграфическая геология. М.: Иностранная Литература, 1952. 640 с.
289. Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М.: Наука, 1980. С. 77-86.

290. Жуков М.М. Фауна бакинского яруса // Руководящие ископаемые Крымско-Кавказской области. М.-Л.: ГОНТИ, 1933. С. 20-29.
291. Жуков М.М. Четвертичные отложения Низового Поволжья // Труды Моск. геол.-развед. ин-та. 1936. Т. 1.
292. Жуков М.М. Стратиграфия четвертичных отложений и геоморфология восточного спуска Манычского водного пути // Труды Моск. геол.-развед. ин-та. 1938. Т. 12.
293. Жуков М.М. Бакинские отложения Северного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. Т. 18. Вып. 1. 1940.
294. Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины // Проблемы Западного Казахстана. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1945. С. 45-59 с.
295. Забелина Э.К., Щербаков Ф.А. К стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черного моря по диатомовым водорослям // ДАН СССР, 1975. Т. 221. № 4.
296. Зайков Б.Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня // Тр. НИ учреждений. Сер. 4. Вып. 38. Л.: Гидрометиздат, 1946. С. 1-50.
297. Зайцев А.В., Зарина Е.П. Схема корреляции четвертичных отложений Манычской долины, Ергеней и Восточного Приазовья // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 68-70..
298. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря. М.: Мысль, 1999. 400 с.
299. Зевина Г.Б., Жаворонкова О.Д., Яковенко Н.С. Сравнительная характеристика фауны прибрежных песчаных грунтов Каспийского и Азовского морей // Комплексные исследования Каспийского моря. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. Вып. 5. С. 236-247.
300. Зенкевич Л.А. Классификация солоноватых водоемов на примере морей СССР // Избранные труды. Т. 1. М.: Наука, 1977. С. 265-273.
301. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. М.: Географгиз, 1958. 278 с.
302. Зубаков В.А. Хронология трансгрессий Каспия // История озер и внутрен. морей аридной зоны. Л., 1975. С. 3-9.
303. Зубаков В.А. Поздний плейстоцен Черного и Каспийского морей // Геоморфология и палеогеография. Л., 1975.
304. Зубаков В.А. Корреляция климатических событий плейстоцена (на основе новых данных по Причерноморью) // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С.185 - 190.
305. Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 288 с.
306. Зубаков В.А. Новые материалы о стратиграфическом положении, объеме и возрасте карангата, эвксино-узунлара и чауды // Антропогенный период. М.: Наука, 1987. С.63 - 75.
307. Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнины в пыльцевых диаграммах. СПб: Гос. гидрологич. ин-т, 1992. 122 с.
308. Зубаков В.А., Бадинова В.П., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Каспийская область. Плейстоцен // Геохронология СССР. Т. 3. 1974.
309. Зубаков В.А., Борзенкова И.И. Палеоклиматы позднего кайнозоя. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 214 с.
310. Зубаков В.А., Богаткина Н.В., Писаревский С.А. Детальное расчленение, стратиграфический объем и возраст карангатского горизонта Причерноморья // Докл. АН СССР. Т. 267. 1982. № 2. С. 426 - 428.
311. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: ВГО, 1973.
312. Зубаков В.А., Кочегура В.В., Попов Г.И. О возрасте и расчленении чаудинского горизонта Причерноморья // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 98 - 113.
313. Зубаков В. А., Кочегура В. В., Судакова Н. Г., Шелкопляс В. Н. Корреляция новейших отложений Понто-Каспия и Русской равнины с помощью физико-химических методов // Геология четвертич. периода. Ереван, 1977. С. 198-203.
314. Игнатов Е.И. Древние береговые линии на дне Каспия // Вестник Моск. ун-та. Серия география. 1970. № 3. С. 69-73.
315. Игнатов Е.И. Современные представления о рельефе берегов и дна Черного моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2010. № 1. С. 56-63.
316. Игнатов Е.И., Каплин П.А., Лукьянова С.А., Соловьева Г.Д. Влияние современной трансгрессии Каспийского моря на динамику его берегов // Геоморфология. 1992. № 1. С. 12-20.
317. Идельсон М.С. Зообентос полонных водоемов дельты Волги и его значение в питании рыб // Тр. ВНИРО, 1941. Т. 16. С. 103-118.
318. Измайлов Я.А. Результаты изучения строения голоценовых террас Адлерского и Лазаревского взморий (Черноморское побережье Кавказа) // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982. С. 156 - 161.
319. Измайлов Я.А. Эволюционная география побережий Азовского и Черного морей. Книга 1. Анапская пересыпь. Сочи: Лазаревская полиграфия, 2005. 175 с.
320. Ильин А.А. Разведочные работы станками «Крелиус» в пределах юго-восточной части Апшеронского полуострова

в 1938 г. // Фонд треста АМНР, 1938.

321. Ильин С.И. Геологические исследования в Гурийском нефтеносном районе // Изв. Геол. Ком. 1929. Т. 48. № 3. С. 69-86.
322. Ильин С.И. Новые данные о плиоцене Гурии // Изв. Гл. геол.-разв. Управл. 1930. Т. 49. № 4. С. 463-471.
323. Ильина Л. Б. История гастропод Черного моря. М.: Наука, 1966. 228 с.
324. Ильинский С. М. Каспийские отложения восточной части Северо-Кавказской низменности // Геология СССР. Т. IX. Ч.1. М., 1947.
325. Имнадзе З.А., Китовани Т.Г., Купарадзе О.Г., Мамаладзе Дж.И. К фаунистической характеристике узунларских отложений у с. Цкалцинда (Западная Грузия) // Сообщ. АН ГССР. 1979. Т. 93. № 3.
326. История геологического развития континентальной окраины западной части Черного моря // ред. П.Н. Куприн. М.: МГУ, 1988. 312 с.
327. Калинин Г.П., Марков К.К., Суетова И.А. Колебания уровня водоемов Земли в недавнем геологическом прошлом // Океанология, 1966. Т.6, № 5. С. 737-746.
328. Калинин А.В. и др. Новые данные по геологии западной части Черного моря и направление дальнейших исследований // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1984. С. 6-22.
329. Калицкий К.П. Нефтяная гора (Закаспийская область) // Труды Геол. ком. Вып. 95. 1914. 78 с.
330. Калицкий К.П. Кум-Даг и Монжуклы (Закаспийской области) // Изв. Геол. ком. 1914. Т. 33. С. 1221-1231.
331. Каплин П.А., Леонтьев О. К., Ильичев В. А. и др. К вопросу о времени хвалынской трансгрессии Каспия (по материалам радиоуглеродных датировок раковин моллюсков) // Докл. АН СССР. Т. 206. 1972, № 8.
332. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. и др. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования) // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 33-43.
333. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. Новые данные о плейстоценовой истории Каспийского моря // Геология четвертичного периода. М., 1977. С. 217-224.
334. Каплин П.А., Порогов А.В., Янина Т.А., Горлов Ю.В., Фуаш Э. Возраст и условия формирования Бугазской перемычки // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2001. № 2. С. 51-57.
335. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровней морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 298 с.
336. Каплин П.А., Щербakov Ф.А. Реконструкция палеогеографических обстановок на шельфе в позднечетвертичное время // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 6. С. 976-980.
337. Карандеева М.В. О новой трансгрессии Каспийского моря // Вопросы географии. 1951. Сб. 24.
338. Карандеева М.В. Вопросы палеогеографии западной части Прикаспийской низменности // Уч. Зап. МГУ. 1952. Вып. 160.
339. Карелин Г.С. Дневник путешествия 1832-1836 гг. по северо-восточному берегу Каспийского моря // Зап. ИГРО ОГ, 1883. Т. X. 287 с.
340. Кармишина Г.И., Седайкин В.М. Анализ распределения остракод в плейстоценовых отложениях Нижнего Поволжья. Саратов: Саратовский ун-т, 1978. Вып. 3.
341. Карпевич А.Ф. Отношение некоторых видов сем. Cardiidae к солевому режиму Северного Каспия // Докл. АН СССР, новая серия. 1946. Т.54. № 1. С. 73-75.
342. Карпевич А.Ф. Отношение двустворчатых моллюсков Северного Каспия и Арала к изменению солености среды. Автореф. диссерт. М., 1953. 20 с.
343. Карпевич А.Ф. Некоторые данные о формообразовании у двустворчатых моллюсков // Зоологический журнал. 1955. Т. 34. Вып. 1. С. 46-67.
344. Карпычев Ю.А. Трансгрессивно-регрессивные стадии Каспийского моря и изменения климата в позднем плейстоцене и голоцене по С 14 датировкам отложений // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992.
345. Каспийская экспедиция К. М. Бэра 1853-1857 г. Дневники и материалы // Научн. наследство. Т. 9. Л.: Наука, 1984.
346. Каспийское море: Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 262 с.
347. Каспийское море: Проблемы седиментогенеза. М.: Наука, 1989. 184 с.
348. Касымов А.Г. Каспийское море. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 152 с.
349. Квалиашвили Г.А. Моллюски семейства Cardiidae гурийского горизонта Западной Грузии. Тбилиси: Мицниереба, 1976. С. 1-119.
350. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975.

351. Квасов Д.Д. Причины плиоценовых и четвертичных трансгрессий Каспийского и Черного морей // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 17-24.
352. Кириллова И.В., Свиточ А.А. Новые находки среднеплиоценовых мелких млекопитающих в разрезе Черный Яр (Нижнее Поволжье) и их стратиграфическое значение // Докл. РАН. Т. 334. 1994, № 6.
353. Кириллова И.В., Тесаков А.С. Водяная полевка (*Arvicola*, *Arvicolinae*, *Rodentia*) из хозарских отложений Нижней Волги // Экология антропогена и современности: природа и человек. СПб: Гуманистика, 2004. С. 168-170.
354. Китовани Т.Г. О чаудинских и древнеэвксинских отложениях Черноморского бассейна // Материалы по геологии и нефтегазоносности Грузии. Тр. ВНИГНИ. Вып. 115. 1971.
355. Китовани Т.Г. О чаудинских отложениях Гурии (Зап. Грузия) // Тр. ВНИГНИ. В. 188. Тбилиси: Мецниереба, 1975.
356. Китовани Т.Г. Геохронологическое значение позднеплиоценовых и раннеплейстоценовых *Cardiidae* Западной Грузии // Тр. Груз. Отд. ВНИГНИ, 1976. В. 206.
357. Китовани Т.Г., Имнадзе З.А., Чочиева К.И. К стратиграфии верхнеплиоцен-плейсто-ценовых отложений Гурии (Западная Грузия) // Изв. Геол. об-ва Грузии. 1980. № 9.
358. Китовани Т.Г., Китовани Ш.К., Имнадзе З.А., Торозов Р.И. Новые данные по стратиграфии чаудинских и более молодых отложений Гурии (Западная Грузия) // Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 26-39.
359. Клейнер Ю.М. Плиоцен-четвертичные отложения и геологическая история Устюрта и Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1968. Т. 43.
360. Кленова М.В., Ястребов А.А. Осадки северной части Каспийского моря. Л.: Из-во АН СССР, 1956.
361. Кленова М.В., Ястребов А.А. и др. Осадки Каспийского моря. Л.: АН СССР, 1962.
362. Ковалевский С.А. Лик Каспия // Тр. Геолого-развед. конторы Азнефти, 1933. Вып. 2.
363. Ковалевский С.А. Континентальные толщи Аджинаура. Баку-Москва: Азнефтиздат, 1936.
364. Ковалевский С.А. Четвертичные отложения (морские) // Геология Азербайджана (стратиграфия). Баку: Изд-во АН АзССР, 1952.
365. Ковда В.А., Лебедев Н.Н. К новейшей истории Каспийской равнины // Докл. АН СССР. 1933. № 1.
366. Кожевников А.В. К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия // Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
367. Колесников В.П. Параллелизация неогеновых и четвертичных отложений Понто-Каспийской области // Докл. АН СССР, новая серия. 1940. Т. 26. № 9.
368. Колесников В.П. Развитие впадины Каспийского моря // Докл. АН СССР. Нов. Сер. 1941. Т. 32. № 3.
369. Колесников В.П. Филогенез и сингенез // Докл. АН СССР. 1947. Т. 58. № 8. С. 1761-1764.
370. Комплексное изучение моллюсков для целей стратиграфии и палеогеографии. М.: МГУ. 1981. 180 с.
371. Константинова Н.А. О геологическом возрасте террас низовий Прута и Дуная // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1964. № 29. С. 57-60.
372. Константинова Н.А. Антропоген Южной Молдавии и юго-западной Украины. М.: Наука, 1967.
373. Коптелова С.Н. Литолого-стратиграфическая характеристика четвертичных и плиоценовых отложений Манычского прогиба и некоторые вопросы его геологической истории // Зап. Ростовского гос. университета, т. XLIII, вып. 1, 1957. С. 143-178
374. Коптелова С.Н. О периодичности осадконакопления в Манычском проливе // Докл. АН СССР, т. 120, №1, 1958. С. 143-177.
375. Коренева Е.В. Палинологические исследования позднекайнозойских отложений // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980. С. 65-70.
376. Коренева Е.В. Палеоклиматы плейстоцена Причерноморья по палинологическим данным // Тез. докл. XI Конгресса ИНКВА. М.: ВИНТИ. 1982. Т.1. С. 128.
377. Корнева Ф.Р., Саидова Х.М. Стратиграфия осадков восточной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам // Осн. пробл. микропал. и органоген. осадконакопления в океанах и морях. М.: Наука, 1969 С. 188 - 192.
378. Корнева Ф.Р., Саидова Х.М. Стратиграфия осадков центральной части Средиземного моря по бентосным фораминиферам // Океанология. 1972. 12. Вып 4. С. 654 - 658.
379. Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М., 1975. 272 с.
380. Кошкин В.Л. Датирование вулканических пеплов из четвертичных и неогеновых отложений по трекам от осколков деления урана. Автореф. диссер. Пермь, 1984. 24с.
381. Коюмджиева Е. Върху присъствието на морска плейстоценова фауна край Варненското езеро // Год. УГП, 12. 1961.

С. 225-226.

382. Коюнджиева Е. Морска плейстоценска (карангатска) фауна от Варненско // Сб. в чест на акад. Й. Йовчев. София, 1964. С. 519-529.
383. Кригер Н.И. Четвертичные отложения Африки и Передней Азии. М.: АН СССР, 1962. 143 с.
384. Крыстев Т.И., Григорьев А.В. Геологическое строение прибрежной части шельфа Бургасского залива (Болгария) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 275-304.
385. Крыстев Т.И., Григорьев А.В., Федоров П.В. Биостратиграфия плейстоцена болгарского черноморского шельфа и проблемы трансгрессивно-регрессивных циклов Черного моря // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 340-348.
386. Крыстев Т.И., Лимонов А.В., Сорокин В.М., Старовойтов А.В. Проблема чауды болгарского черноморского шельфа // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 349-361.
387. Крыстев Т.И., Свиточ А.А., Гунова В.С. и др. Новые данные по карангатской террасе в районе г. Варны (Болгария) // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 106 - 113.
388. Крыстев Т.И., Свиточ А.А., Янина Т.А., Стоянова Р.И. Биостратиграфия морских плейстоценовых отложений Болгарского Черноморского побережья // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 87-94.
389. Куприн П.Н., Самсонов А.И., Бабак Е.В. и др. Строение и биостратиграфическое расчленение четвертичных отложений шельфа Болгарии // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1984. Т. 59. Вып. 3. С. 31-40.
390. Куприн П.Н., Сорокин В.М. Отражение в разрезе четвертичных осадков изменений уровня Черного моря // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 221-226.
391. Кънева-Абаджиева В. Черноморски мекотели. Варна: Държ. изд-во, 1960. 56 с.
392. Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Лилиенберг Д.А. Направления и результаты изучения влияния геологических факторов на колебания уровня Каспийского моря // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. С. 105-130.
393. Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г., Спиридонова Е.А. Природные катастрофические события квартала в бассейне Северного Каспия // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 5-14.
394. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Сулержицкий Л.Д. Геолого-палеоэкологические события севера аридной зоны в последник 10000 лет // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. М., 1991. С. 87-104.
395. Лебедев Л.И., Маев Е.Г. Четвертичные отложения Апшеронского порога Каспийского моря // Докл АН СССР. 1963. Т. 151. № 5.
396. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 119 с.
397. Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 215. 1972. 105 с.
398. Лебедева Н.А. Корреляция антропогеновых толщ Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 136 с.
399. Леднев В.А. Течения Северного и Среднего Каспия. М.: Морской транспорт, 1943. 128 с.
400. Леднев Н.М. Геологические исследования в окрестностях г. Махач-Кала // Нефт. хоз-во, 1926. № 11-12. С. 839.
401. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. М.: Изд-во МГУ, 1972. Т. 1. 530 с. 1974. Т.2. 486с.
402. Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Спиридонова Е.А., Кузьмин Я.В. и др. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии // Докл. РАН, 2002. Т. 386. № 2.
403. Леонтьев О.К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии // Тр-ды Океанограф, ком. Т. 4. 1959. С. 81-90.
404. Леонтьев О.К. Следы древних регрессий в рельефе берегового склона дагестанского побережья Каспия // Вестник Моск. Ун-та. Сер. Географ. 1948, № 3. С. 171 - 174.
405. Леонтьев О.К. Древние береговые линии четвертичных трансгрессий Каспийского моря // Труды НИИ геологии АН ЭстССР. 1961. Т. 8. С. 45-64.
406. Леонтьев О.К. История формирования побережья залива Кара-Богаз-Гола // Труды Ин-та океанол. 1961. Т. 48.
407. Леонтьев О.К. Эволюция берегов Каспия в верхнем плиоцене и четвертичном периоде // Геоморфологический анализ при геологических исследованиях в Прикаспийской впадине. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968. С. 106-140.
408. Леонтьев О.К., Маев Е.Г., Рычагов Г.И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: МГУ, 1977. 210 с.
409. Леонтьев О. К., Мякокин В. С., Рычагов Г. И. Древние береговые формы полуострова Бузачи // Геоморфология. 1971. № 2.

410. Леонтьев О. К., Рычагов Г. И. О голоценовой истории Каспийского моря // Географические исследования четвертичного периода. М.: МГУ, 1982. С. 134 - 145.
411. Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Свиточ А.А. Четвертичная история Каспийского моря по данным абсолютной геохронологии // Матер. IУ Всесоюзн. симпоз. История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975. С. 21-24.
412. Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалынское время // Изв. АН СССР, серия геогр., 1953. № 4. С. 64-74.
413. Леонтьев О.К., Халилов И.А. Природные условия формирования берегов Каспийского моря . Баку, 1965.
414. Леонтьев О.К., Чекалина Т.И. Колебания уровня Каспийского моря в голоцене // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. М.: Наука, 1980. С. 90 - 98.
415. Ливенталь В. Э. Геологические исследования в юго-западной части Гурийского нефтеносного района // Тр. Азерб. нефт. исследов. ин-та. 1931. В. 2. 44 с.
416. Ливенталь В. Э. Отложения бакинского яруса и их микрофауна // Труды Азерб. НИИ. Баку, 1938.
417. Лилиенберг Д.А. Рельеф южного склона восточной части Большого Кавказа. М.: АН СССР, 1962.
418. Лилиенберг Д.А., Федоров П. В. Геоморфологические наблюдения в Болгарии // Изв. АНСССР. Сер. Геогр. 1962, № 1.
419. Лимонов А.Ф., Крыстев Т.И. Некоторые вопросы раннечетвертичной тектоники, палеогеографии и седиментологии южной континентальной окраины болгарского сектора Черного моря по данным сейсмостратиграфии // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертич. время. София: БАН, 1990. С. 319-331.
420. Лисицын К.П. Геологический путеводитель по р. Манычу // Путеводитель экскурсий 2 Междунар. конфер. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. М.-Л.: Гос. науч.-технич. изд-во, 1932. С. 130-136.
421. Лисицын К.П. К строению долины р. Маныч // Тр. 2 Междунар. конф. Ассоц. по изуч. четвертич. периода Европы. Вып. 3. М.: Гос. науч.-техн. изд-во, 1932.
422. Логвиненко Б.М. Об изменениях в фауне каспийских моллюсков рода *Dreissena* после вселения *Mytilaster lineatus* (Gmel.) // Биологические науки, 1965. № 4. С. 14-19.
423. Логвиненко Б. М., Глазунова К. Н. Современные и новокаспийские комплексы двустворчатых моллюсков Каспийского моря // Океанология. 1971. № 4. С. 711-713.
424. Логвиненко Б.М., Старобогатов Я.Н. Новые виды двустворчатых моллюсков из каспийской профундали // Науч. докл. выс. школы. Биолог. науки. 1966, № 2. С. 13-16.
425. Логвиненко Б. М., Старобогатов Я. Н. К изучению видового состава фауны двустворчатых моллюсков танатоценозов подводного склона азербайджанского побережья // Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. Л.: Наука, 1967. С. 225-235.
426. Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1990. № 3. С. 34-40.
427. Лукьянова С. А., Никифоров Л. Г. К вопросу о раннечетвертичной истории Каспийского бассейна // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 1. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. С. 41-48.
428. Луппов Н.П. Геологический очерк Восточно-Карабугазского района по исследованиям 1929-1930 гг. // Тр. Всес. геол-разв. объедин. 1932. Вып. 269. 32 с.
429. Лурье П.М., Панов В.Д., Саломатин А.М. Река Маныч. СПб.: Гидрометеоздат, 2001. 157 с.
430. Маев Е.Г. Регрессии Каспийского моря (их место в четвертичной истории Каспия и роль в формировании рельефа дна) // Геоморфология. 1994. С. 94-101.
431. Маев Е. Г., Артамонов В. И. Результаты геоморфологического и биостратиграфического изучения следов регрессий на шельфе Каспийского моря // География и геоморфология шельфа. Владивосток, 1975. С. 85-86.
432. Маев Е. Г., Артамонов В. И. Раннеголоценовые регрессии Каспийского моря по данным геоморфологических и биостратиграфических исследований // Геоморфология и палеогеография шельфа. М.: Изд-во АН СССР, 1978. С. 171-174.
433. Маев Е. Г., Артамонов В. И., Абрамова Т. А. и др. Стратиграфия и условия формирования мелководных осадков дагестанского шельфа Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 5. М.: МГУ, 1976. С. 73-81.
434. Маев Е. Г., Лебедев Л. И. Новые данные о послехвалынской регрессии Каспийского моря // Океанология. 1963. Т. 3. Вып. 1. С. 71-75.
435. Маев Е.Г., Лебедев Л.И., Артамонов В.И. Некоторые черты палеогеографии Каспийского моря в верхнечетвертичное время по данным литолого-стратиграфического изучения осадков // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 78-83.
436. Маев Е.Г., Лохин М.Ю., Крыстев Т.И. Структура, морфология и история развития внешней части западного шельфа

- Черного моря (некоторые дискуссионные вопросы) // Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 332-339.
437. Макаров С. А., Романов А. А., Седайкин В. М. Плейстоцен // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981.
438. Маков К.И., Моляк Г.И. Палеогеографические схемы Причерноморья // Материалы геол. и гидрогеол. Киев, 1939. Сб. 1. С. 3-16.
439. Маракуев В. Петр Симон Паллас, его жизнь, ученые труды и путешествия. М.:1877. 189 с.
440. Мальгина Е.А. Палеогеографические условия Западной Туркмении в конце плиоцена и начале четвертичного периода (по данным спорово-пыльцевого анализа). Автореф. дис. М.: Ин-т географии АН СССР, 1964. 18 с.
441. Мамаладзе Дж.И. Морской плейстоцен Колхиды. Тбилиси: Мецниереба, 1975. 207 с.
442. Мамаладзе Дж. И. Береговые линии и колебания уровня Черного моря в плейстоцене // Четвертичная система Грузии. К XI Межд. конгр. по изуч. четв. периода. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 54-65.
443. Мамаладзе Дж.И., Макацария А.П., Одикадзе Н.Ш. Находка средиземноморских элементов в чаудинских отложениях Черного моря // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254. № 3.
444. Мамедов А.В. Геологическое строение Среднекуринской впадины. Баку: ЭЛМ, 1973. 192 с.
445. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. О проблемах стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Азербайджана и Каспийской области // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1985. № 3. С. 46-54.
446. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. Палеогеография Азербайджана в раннем и среднем плейстоцене. Баку: ЭЛМ, 1988. 158 с.
447. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. Новые данные о стратиграфии, хронологии и палеогеографии плейстоцена Каспия // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1989. №3. С. 12-19.
448. Мамедов А.В., Алескеров Б.Д. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Каспия // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 100-106.
449. Мамедов А.В., Велиев С.С. О стратиграфическом положении и возрасте Мангышлакской регрессии // Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1988. № 6. С. 47-52.
450. Мамедов А.В., Свиточ А.А., Алескеров Б. Д., Атакишиев Р.М., Янина Т.А. Новые данные о плейстоцене Аджиноура (опорные разрезы Караджа и Дуздаг) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1989. № 3. С. 41-47.
451. Мамедова Д.Н. Смена комплексов остракод на границе апшеронского яруса и бакинского горизонта (материалы по стратотипу бакинского горизонта) // Изв. АН АзССР. Сер. наук о Земле. 1984. № 2. С. 127-130.
452. Мандельштам М.И., Маркова Л.П., Розыева Т.Р. и др. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Туркменистана. Ашхабад: Изд-во АН Туркм.ССР, 1962. 289 с.
453. Маньч-Чограй: история и современность. Ростов-Дон, 2005. 147 с.
454. Марков К.К. Опорные разрезы новейших отложений. Методология, проблемы, выводы // К.К.Марков. М.-Смоленск: Маджента, 2005. С. 249-264.
455. Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период. Т. 2. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1965. 435 с.
456. Маркин Н.М. Геологические исследования в Присулакском районе Северного Дагестана // Труды Нефтяного геолого-развед. ин-та. Серия А. Вып. 31. 1934. С. 18-53.
457. Маркова А.К. Новые данные о микротериофауне плейстоценовых отложений юго-запада Русской равнины // Четвертичный период. Палеонтология и археология. Кишинев: Штиинца, 1989. С. 37-44.
458. Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Новое местонахождение терио- и малакофауны в микулинских отложениях низовьев Дуная // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1990. № 59. С. 94-101.
459. Маслова И.В. Результаты изучения спорово-пыльцевых спектров плиоценовых и четвертичных отложений по керну Александрийской опорной скважины // Тр. ВНИИГаз. 1960. Вып. 10/18. С. 285-292.
460. Масляев Г.А. Тектоника северной части Понто-Каспийской области по данным аэрогеоморфологии // Тр. Лабора. аэрометодов АН СССР. М.: Недра, 1964. С. 45-57.
461. Матишов Г.Г. Новые данные о геоморфологии Азовского моря // Докл. РАН, 2006. Т. 409. С. 375-380.
462. Матишов Г.Г. Большие морские экосистемы России в условиях климатических и антропогенных изменений // Большие морские экосистемы в эпоху глобальных изменений (климат, ресурсы, управление). Ростов-на-Дону, 2007. С. 14-44.
463. Матишов Г.Г., Гаргопа Ю.М., Бердников С.В., Дженюк С.Л. Закономерности экосистемных процессов в Азовском море. М.: Наука, 2006. 304 с.
464. Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978. 226 с.
465. Меликов И.А. К параллелизации апшеронских и надапшеронских образований западного Азербайджана / Азерб.

- нефт. хоз-во. 1935. № 7-8. С. 25-30.
466. Менабде И. В. Палеогеография позднего плейстоцена Нижнего Поволжья. Автореф. дис. М.: МГУ, 1989. 24 с.
467. Менабде И. В., Свиточ А. А. О характере соединения Каспийского и Черного морей в позднем плейстоцене // Каспийское море: Вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. С. 34-41.
468. Менабде И.В., Свиточ А.А., Янина Т.А. Комплексы моллюсков и условия накопления хвалынских отложений Нижнего Поволжья // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: МГУ, 1991. С. 122-128.
469. Менабде И. В., Свиточ А. А., Янина Т. А. Изменение солёности Каспия в плейстоцене (по данным анализа малакофауны) // Водные ресурсы. 1992, № 4. С. 58 - 63.
470. Методы диагностики и корреляции палеогеографических событий (Свиточ А.А., Блюм Н.С., Болиховская Н.С. и др.). М.: РАСХН, 1999. 215 с.
471. Методы палеогеографических реконструкций / ред. Каплин П.А., Янина Т.А. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 420 с.
472. Милановский Е.В. Геологический путеводитель по Волге от Сталинграда до Саратова // Путевод. Экскурс. 2-й четвертич. Геолог. Конф. 1932.
473. Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Гостоптехиздат, 1940. 276 с.
474. Милановский Е.Е. Основные вопросы истории древнего оледенения Центрального Кавказа // Проблемы геологии и палеогеографии антропогена. М.: Изд. МГУ, 1966.
475. Милашевич К.О. Моллюски русских морей. Т. 1. Моллюски Черного и Азовского морей. 1916. 312 с.
476. Мирчинк Г.Ф. Корреляция континентальных четвертичных отложений Русской равнины и соответствующих отложений Кавказа и Понто-Каспия // Матер. по четвертич. периоду СССР. 1936. Вып. 1. С. 10-30.
477. Михайлеску К.Д. Происхождение лиманов дельты Дуная. Кишинев: Штиинца, 1990. 161 с.
478. Михайлеску К.Д. Вопросы эволюции четвертичных черноморских дидакн // Палеонтологический журнал. 1991. № 1. С. 115-117.
479. Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев: Штиинца, 1992. 310 с.
480. Михайлеску К. Д., Маркова А. К. Корреляция лиманно-морских и аллювиальных отложений низовьев Дуная // Палеогеография перигляциальных и приморских областей. Методы и результаты. М: ИГАН, 1992. С. 203-245.
481. Молодьков А.Н. ЭПР-анализ скелетного вещества моллюсков в хроностратиграфических исследованиях позднего кайнозоя. Автореф. диссерт. Тарту, 1992. 48 с.
482. Молявко Г.И. Карангатски відклади УРСР і Криму // Геол. Журн. АН УССР. 1948. Т. IX. № 4. С. 62-86.
483. Молявко Г.И., Пидопличко И.Г. К палеогеографии Причерноморских степей юга УССР в неогене и антропогене // Геол. Журнал. Киев, 1955. Т. 15. Вып. 1. С. 9-25.
484. Мордухай-Болтовской Ф.Д. Каспийская фауна в Азово-Черноморском бассейне. М.-Л., 1960. 228 с.
485. Мордухай-Болтовской Ф.Д. Современное состояние вопроса о составе и распространении каспийской фауны // Биологические процессы в морских и континентальных водоемах. Кишинев, 1970.
486. Москвитин А.И. Четвертичные отложения окрестностей Таганрога // Путеводитель экскурсий 2-й Междунар. конфер. Асоц. по изуч. четв. пер. Европы. М.-Л., 1932.
487. Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Труды Геолог. ин-та АН СССР. Вып. 64. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 263 с.
488. Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 26. 1951. С. 7 - 34.
489. Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т.35. Вып.5. 1960. С. 107 - 123.
490. Мушкетов И.В. Геологические исследования в Калмыцкой степи // Труды Геол. ком. Т.ХІУ. № 1. 1895. 168 с.
491. Мякокин В.С. Хвалынские морские террасы побережья Мангышлака // Вестник Моск. ун-та. Серия география. 1963. № 2.
492. Мякокин В.С., Никифоров Л.Г., Самсонов С.К. О возрасте и стадиях новокаспийской трансгрессии // Океанология. Т.4. Вып. 1. 1964.
493. Наливкин Д.В. Моллюски горы Бакинского яруса // Труды Геол. ком. Нов. сер. Вып. 116. 1914. 32 с.
494. Наливкин Д. В., Анисимов А. И. Описание главнейших местных форм рода *Didacna* Eichwald из постплиоцена Апшеронского полуострова // Тр. Геол. ком. Нов. сер., 1914. Вып. 117. 22 с.
495. Невеская Л. А. К биостратиграфии морских четвертичных отложений Туркмении // Бюлл. МОИП. Отд. Геологии. 1956. Т. 31. № 3. С. 65-80.

496. Невеская Л. А. Четвертичные морские моллюски Туркмении. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 82 с.
497. Невеская Л. А. Определитель двустворчатых моллюсков морских четвертичных отложений Черноморского бассейна. М.: АН СССР, 1963. 210 с.
498. Невеская Л. А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 392 с.
499. Невеская Л. А., Ильина Л. Б. История Черного моря и его обитателей в позднечетвертичное время // Палеонтологические критерии объема и ранга стратиграфических подразделений. М: Недра, 1966. С. 78-85.
500. Невеская Л. А., Ильина Л. Б. Двустворчатые и брюхоногие моллюски как показатели типов бассейнов // Тр. ПИН АН СССР. М: Наука, 1983. Т. 194. С. 152-160.
501. Невеская Л. А., Ильина Л. Б., Парамонова Н. П. и др. Эволюционные преобразования моллюсков в бассейнах различного типа // Палеонтол. журн. 1987. № 4. С. 5-15.
502. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О соотношении карангатских и новоэвксинских слоев в прибрежных районах Черного моря // Докл. АН СССР. 1961. Т. 136. № 5. С. 256-261.
503. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время // Докл. АН СССР. 1960. Т. 136. № 5. С. 1193-1196.
504. Невеская Л.А., Парамонова Н.П., Бабак Е.В. Определитель плиоценовых двустворчатых моллюсков Юго-Западной Евразии. М: Наука, 1997. 267 с.
505. Невеская Л.А., Трубихин В.М. История Каспийского бассейна и его фауны моллюсков в позднем плиоцене и раннем плейстоцене // Антропоген Евразии. М.: Наука, 1984. С. 19-27.
506. Невеский Е.Н. О послеледниковой трансгрессии Черного моря // ДАН СССР. 1961. Т. 137. № 4.
507. Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука. 167 с.
508. Нейман А.А. К характеристике Cardidae Северного Каспия // Зоологический журнал. 1959. Т. 38. Вып. 12. С. 1891-1893.
509. Несмеянов С.А., Измайлов Я.А. Тектонические деформации черноморских террас Кавказского побережья России. М.: ПНИИС, 1995. 237 с.
510. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика. М.: ГЕОС, 2002. 242 с.
511. Никитин П.А. Четвертичные флоры низового Поволжья // Труды Комис. по изуч. Четврт. периода. Т. III. Вып.1. 1933.
512. Никифоров Л.Г. К истории развития Красноводской косы // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1960. № 5.
513. Никифоров Л.Г. Новые морфологические подтверждения существования трех стадий новокаспийской трансгрессии // Вестник МГУ. Сер. Геогр. 1963. № 4.
514. Никифорова К.В., Краснов И.И., Александрова Л.П. и др. Климатические колебания и детальная стратиграфия верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений юга СССР // Докл. сов. геол. Геол. четвертич. периода. М.: Наука, 1976. С. 101-119.
515. Николаев В.А. К стратиграфии хазарских отложений Нижнего Поволжья // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109. № 1.
516. Николаев В.А. Нижняя Волга в хазарское время // Вестн. МГУ. Сер. Биол., почв., геол., геогр. 1956. № 1.
517. Николаев В.А. Геоморфология района строительства Чограйского водохранилища в долине р. Восточного Маныча // Материалы по изучению Ставропольского края. 1956. Вып. 8. С. 87-96.
518. Николаев В.А. Нижняя Волга в хвалынское время // Бюлл. МОИП. 1957. Т. 32 (4).
519. Николаев В.А. К истории Восточного Маныча в четвертичное время // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1958. № 2.
520. Николаев Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений Прикаспийской низменности и Нижнего Поволжья // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953.
521. Николаев С.Д. Изотопы кислорода в раковинах позднечетвертичных моллюсков Черного моря как показатель климатических изменений // IX Всес. симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докл. М., 1972. С. 53 - 54.
522. Николаев С.Д. Изотопная палеогеография внутриконтинентальных морей. М.: ВНИРО, 1995. 127 с.
523. Николаев С.Д., Димитров П.С., Куприн П.Н. и др. Об абсолютном возрасте позднечетвертичных осадков шельфа // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 223 - 229.
524. Никонов А.А., Пахомов М. М. К палеогеографии послекарангатского времени в бассейне Азовского моря // Докл. АН СССР. Т.333. 1993, №6. С.753 - 756.
525. Никонов А.А., Пахомов М.М., Черкинский А.Е. и др. К палеогеографии Керченского полуострова в голоцене и конце позднего плейстоцена // Докл. АН СССР. Сер. Геолог. Т. 328. 1993. № 2. С. 221 - 223.
526. Обедиентова Г.В. О времени и причинах хвалынской трансгрессии Каспия//Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1964. 1.

527. Ольштынская А.П. Кайнозойский этап развития диатомовой флоры Украины. Автореф. дис. Киев, 1999. 35 с.
528. Определитель фауны Черного и Азовского морей/Ред. Мордухай-Болтовской Ф. Киев: Наукова думка, 1968. 437 с.
529. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 118 с.
530. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 250с.
531. Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья //Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1967. №1. С.56-67.
532. Островский А. Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа (между г. Анапа и устьем р. Шахе). Автореф. диссерт. Ростов-на-Дону, 1968. 25 с.
533. Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе // ДАН СССР.1968. Т. 181. № 4. С. 950-952.
534. Островский А.Б. О принципах корреляции плейстоценовых трансгрессий и террас южно-европейских морей // Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970. С. 128 - 129.
535. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П. и др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 131-140.
536. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Щеглов А.П. и др. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 61-68.
537. Островский А.Б., Щелинский В.Е. Новые данные об «узунларских» слоях Черноморского побережья Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 34. № 2. С. 93-100.
538. Остроумов А.А., Розен Ф.Ф. Поездка на Каспий // Труды Об-ва естествоиспытат. при Императорском Казанском ун-те. Т. XXXIV. Вып. 6. 1905. 84 с.
539. Остроумов А.А. К вариационной статистике каспийских дидакнид // Труды Об-ва естествоиспытат. при Императ. Казанском ун-те. 1912. Т. 44. Вып. 4. С. 1-28.
540. Павлов А.П. Неогеновые и послетретичные отложения Южной и Восточной Европы // Мем. Об-ва любит. естествозн., антроп. и этногр. Вып. 5. 1925. 217 с.
541. Пазюк Л.И. Новые данные по стратиграфии и литологии отложений дна Черного моря в восточной части поднятия Голицына // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в границах УССР. Вып. 5. Киев, 1972. С. 61-73.
542. Палатная Н.Н. Влияние колебаний уровня Черного моря на формирование донных осадков в лиманах Северного Причерноморья // Изменения уровня моря. М.: Изд-во МГУ, 1982. С. 279-285.
543. Палатная Н.Н. Стратиграфия плейстоценовых отложений дельты Дуная // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М, 1984. С. 171.
544. Палатная Н.Н. Карангатские отложения дельты Дуная (в пределах СССР) // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1985. №. 3. С. 23-25.
545. Палатная Н.Н., Коренева Е.И. Строение, стратиграфия и условия формирования плейстоценовых отложений по данным бурения на западном шельфе Черного моря // Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей. Ч. 1. Киев: Наукова думка, 1984. С. 103-106.
546. Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российской империи. СПб, 1809. Т.1. Изд.2. 658 с.
547. Панов Д.Г., Хрусталеv Ю.П. Об истории развития Азовского моря в голоцене // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. №2. С. 429-432.
548. Пахомова А.С. Гидрохимический облик Каспийского моря за последние 70 лет. Автореф. дис. М., 1973. 43 с.
549. Пашалы Н.В. Литология четвертичных отложений Восточного Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964. 216 с.
550. Петров К.М. Танатоценозы двустворчатых моллюсков современных осадков подводного склона азербайджанского побережья Каспийского моря // Опыт геолого-геоморфологических и гидробиологических исследований береговой зоны моря. Л.: Наука, 1967. С. 204-224.
551. Пирогов В.В. О нахождении *Lithoglyphus naticoides* в дельте Волги // Зоол. Журнал, 1972. Т. 51. Вып. 6. С. 912-913.
552. Пирогов В.В. Малакофауна дельты Волги. Автореф. канд. дисс. Л., 1974. 19 с.
553. Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. 176 с.
554. Попов В., Мишев К. Геоморфология на българското Черноморско крайбрежие и шелф / София: БАН, 1974. 226с.
555. Попов Ген. И. Апшеронский ярус Туркмении // Тр. Ин-та геологии АН Туркм. ССР, 1961. 360 с.
556. Попов Г.И. История Манычского пролива в связи со стратиграфией черноморских и каспийских отложений // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. Т. 20. Вып. 2. 1955. С. 31-49.
557. Попов Г.И. О стратиграфическом расчленении и сопоставлении черноморских и каспийских четвертичных отло-

- жений // Докл. АН СССР. 1955. Т. 101. № 1. С. 143-146.
558. Попов Г.И. Сравнительная стратиграфия четвертичных отложений Манычского пролива, Каспия и Эвксина // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. 1957. Т.13. С. 65-73.
559. Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений // Матер. Всес. сов. по изуч. четверт. периода. М.: АН СССР, 1961. Т.2. С. 483-490.
560. Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода. 1967. В. 33.
561. Попов Г.И. Значение моллюсков для корреляции континентальных и морских плейстоценовых отложений Понто-Каспийского бассейна // Геология и фауна нижнего и среднего плейстоцена Европы. М.: Наука, 1972.
562. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213. № 4.
563. Попов Г.И. Корреляция морских и континентальных четвертичных отложений Понто-Каспийской области // Геология четвертичного периода (плейстоцен). Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1977. С. 163-169.
564. Попов Г.И. Плейстоцен Черноморско-Каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.
565. Попов Г.И., Зубаков В.А. О возрасте сурожской трансгрессии Причерноморья // Колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Л., 1975. С. 113 - 116.
566. Попов Г.И., Супрунова Н.И. Стратиграфия четвертичных отложений дна Керченского пролива // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5.
567. Попов С.В. Микроструктура раковин и систематика кардииид. М.: Наука, 1977. 124 с.
568. Порогов А.В., Горлов Ю.В., Янина Т.А., Фуаш Э. Особенности развития Черноморского побережья Таманского полуострова в позднем голоцене // Геоморфология. 2004. № 4. С. 63-77.
569. Православлев П.А. К геологии окрестностей Баскунчакского озера. Варшава, 1903.
570. Православлев П.А. Материалы к познанию нижневожских каспийских отложений. Варшава, 1908. 467 с.
571. Православлев П.А. Каспийские осадки по р. Уралу // Изв. Донского политех. ин-та. Отд. 2. Т. 2. 1913. С. 565-622.
572. Православлев П.А. Каспийские осадки в низовьях р. Волги // Изв. Центр. гидромет-бюро. Вып. 6. 1926. С. 1-77.
573. Православлев П.А. Условия залегания послетретичных ракушечников Азовского и Черного морей // Тр. Геол. музея АН СССР. 1928. Т. IV.
574. Православлев П.А. Северо-западное побережье Каспия // Изв. Центр. гидромет-бюро. Вып. 8. 1929.
575. Православлев П.А. Предисловие к статье В.И. Громовой // Тр. Комис. по изуч. четверт. периода. 1932. Вып. 2. С. 69-73.
576. Православлев П.А. Didacna Eichwald древнекаспийских отложений Баскунчак-ского района // Учен. зап. Ленингр. ун-та. 1939. № 34. С. 209-274.
577. Раузер-Черноусова. Об одном ряде мутаций *C. edule* L. // Изв. Ассоциации научно-исслед. Ин-тов при 1 Моск. Гос. Универс. 1929. Т. II. Вып. 1. С. 32
578. Рейнгард А.Л. Несколько слов о хронологической связи между оеденениями Кавказа и каспийскими трансгрессиями // Записки Российского минералогического общества. 1932. Т. 61. № 1.
579. Решение 2-го межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград-Полтава-Москва, 1983) с региональными схемами. Л., 1986. 155 с.
580. Рихтер В.Г. Новые данные о древних береговых линиях на дне Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1954. № 5. С. 57-63.
581. Рихтер В.Г. О послехвалынской истории Каспия // Матер. Компл. южной геолог. экспедиции (КЮГЭ). Вып.7. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
582. Романова Н.Н. Распределение бентоса в Среднем и Южном Каспии // Зоологический журнал. 1960. Т. 39. № 6. С. 811-825.
583. Романова Н.Н., Осадчих В.Ф. Современное состояние зообентоса Каспийского моря // Изменение биологических комплексов Каспийского моря за последние десятилетия. М.: Наука, 1965. С. 138-165.
584. Рычагов Г.И. Верхнехазарские террасы Дагестана // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып.1. М.: МГУ, 1970. С. 49-59.
585. Рычагов Г.И. Четвертичные ритмы Каспия // Вопросы географии. М.: Мысль, 1970. Сб. 79. С. 121-132.
586. Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Комплексные исследования Каспийского моря. Вып. 4. М.: МГУ, 1974. С. 18 - 29.
587. Рычагов Г.И. Голоценовая история Каспийского моря // История озер и внутренних морей аридной зоны. Л., 1975. С. 29-33.

588. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1977. 62 с.
589. Рычагов Г.И. Уровненный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1993, № 2. С. 38-49.
590. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря за историческое время // Вестник Моск. Ун-та. Серия 5. География. 1993. №. 4. С. 42-49.
591. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря на рубеже XVIII-XIX веков // Геоморфология. 1994. С. 102-108.
592. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
593. Рычагов Г.И., Янина Т.А. Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. Труды. М: Географический факультет МГУ, 2010. С. 453-455.
594. Самсонов С.К. Палеогеография Западной Туркмении в новокаспийское время. М, 1963.
595. Сафронов И.Н. Геоморфология Северного Кавказа и Нижнего Дона. Ростов на Дону. Изд-во Рост. ун-та, 1987. 100с.
596. Свиточ А.А. Атлас-определитель моллюсков р. *Didacna Eichwald* из четвертичных отложений Центрального Прикаспия. М.: Недра, 1967. 87 с.
597. Свиточ А. А. Четвертичные отложения Волго-Уральского междуречья Северного Прикаспия // Сов. геология. 1968, № 3.
598. Свиточ А.А. Плейстоценовые отложения севера Волго-Уральского междуречья Прикаспийской низменности и условия их образования (на примере изучения Александров-Гайского разреза) // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 258 - 270.
599. Свиточ А.А. Развитие Каспийского моря в плейстоцене // Проблемы общей физической географии и палеогеографии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. С. 178-197.
600. Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене (классификация и систематическое описание) // Каспийское море. Палеогеография и геоморфология. М.: Наука, 1991. С. 5 - 100.
601. Свиточ А.А. О природе хвалынской трансгрессии Каспия // Океанология, 2007. Т. 47. № 2. С. 304-311.
602. Свиточ А.А. Проблемы палеогеографии плейстоценового Каспия // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2008. С. 84-98.
603. Свиточ А.А. Плейстоценовые проливы Маныча и их роль в истории Понто-Каспийских морей // Бюлл. МОИП. Отд. геолог. 2011. Т. 86, №4. С. 53-65.
604. Свиточ А.А. Голоценовая история Каспийского моря и других окраинных бассейнов Европейской России: сравнительный анализ // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2011. № 2. С. 28-37.
605. Свиточ А.А. Плейстоценовая история структуры Зунда-Толга (Маныч) // Доклады АН. 2010. Т. 435. № 1. С. 215-220.
606. Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н. Четвертичная малакофауна разреза Сангачал (юго-западное побережье Каспия) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 5. С. 108-112.
607. Свиточ А.А., Бадюкова Е.Н., Крооненберг С.В., Парунин О.Б., Вонхов Х.Б. Радиоуглеродное датирование раковин моллюсков из морских отложений дагестанского побережья Каспия // Вестник МГУ. Сер. 5. 2006. № 3. С. 13-22.
608. Свиточ А.А., Благодатских О.С., Большаков В.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне и палеомагнетизму опорных разрезов морского плейстоцена Таманского полуострова // Доклады Академии наук, 2001, т. 376, № 1. С. 110-113.
609. Свиточ А.А., Братанова О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена долины нижнего течения р. Урал // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1998. № 2. С. 50-56.
610. Свиточ А.А., Дикарев В.А., Янина Т.А. и др. Материалы обработки скважины МГУ-02 (коса Тузла). / Черноморский регион в условиях глобальных изменений климата: закономерности развития природной среды за последние 20 тыс. лет и прогноз на текущее столетие. М.: Географический факультет МГУ, 2010. С. 20-40.
611. Свиточ А.А., Ключевиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Россельхозакадемия, 2006. 159 с.
612. Свиточ А.А., Крыстев Т.И. Устья и лиманы Болгарии в плейстоцене // Вод. ресурсы. Т. 22. 1995. №5. С. 628-634.
613. Свиточ А.А., Куликов О.А. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования Горы Бакинского яруса на Апшеронском полуострове // Хронология ледникового века. Л.: Наука, 1971.
614. Свиточ А.А., Макшаев Р.Р. Новейшая тектоника Манычского прогиба // Докл. РАН. 2011. Т. 441, № 2. С. 672-675.
615. Свиточ А.А., Новикова Н.Г. Литология и фации буртасских отложений Маныча // Литология и полезные ископаемые. 2011. № 4. С. 45-57.
616. Свиточ А.А., Парунин О.Б., Янина Т.А. Радиоуглеродная хронология отложений и событий позднего плейстоцена Понто-Каспия // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1994. С. 75-82.
617. Свиточ А.А., Парунин О.Б., Янина Т.А. Морской голоцен побережья Болгарии (биостратиграфия, хронология, корреляция) // Корреляция палеогеографических событий: материк - шельф - океан. М.: МГУ, 1995. С. 203-217.

618. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: РАСХН, 1998. 288 с.
619. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Новейшая история трех морей // Природа. 1999. № 12. С. 17-25.
620. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеология плейстоценовых бассейнов Черного моря // Водные ресурсы. Т. 27. 2000. № 6. С. 655-664.
621. Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия и Средиземного моря в плейстоцене (палеогеография и корреляция) // Океанология. 2000. Т. 40. № 6. С. 920-932.
622. Свиточ А.А., Соболев В.М. Плейстоценовые проливы Маныча (морфология, строение и развитие) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2011. №4. С. 70-78.
623. Свиточ А.А., Стоянова Р.И., Янина Т.А. Биостратиграфия морского плейстоцена побережья и шельфа Болгарии // Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена. М.: ВИНТИ, № 2546-В-93. 1993. С. 85 - 118.
624. Свиточ А.А., Талденкова Е.Е., Янина Т.А. Морской голоцен побережий континентов и островной суши океана. М.: РАСХН, 1997. 167 с.
625. Свиточ А.А., Хоменко А.А. Грядовой рельеф Маныча (строение и происхождение) // Геоморфология. № 4. 2009 С. 99-108.
626. Свиточ А.А., Чернова Н.Н. Ископаемые дидакны нижнехазарских отложений Дагестана // Вестн. Моск. ун-та. Серия география. 1978. № 5. С. 65-69.
627. Свиточ А.А., Шумова Г.М., Янина Т.А. Строение и палинология опорного разреза каспийского плейстоцена Мишовдаг (Курильская депрессия) // Докл. РАН. 1998. Т. 363. № 5.
628. Свиточ А.А., Янина Т.А. О времени хвалынской трансгрессии Каспия (по данным абсолютного датирования) // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: МГУ, 1983. С. 122-126.
629. Свиточ А.А., Янина Т.А. Биостратиграфия морских плейстоценовых отложений Дагестана // Вестник Моск. ун-та, Сер. 5. Геогр. 1986. № 5. С. 52-59.
630. Свиточ А.А., Янина Т.А. Строение и развитие дельты р. Волги // Геоморфология. 1994. № 4. С. 11-24.
631. Свиточ А.А., Янина Т.А. Колебания уровня Каспия и климатические события на Русской равнине // Природные ресурсы и экологические проблемы Смоленской области и смежных районов. Смоленск, 1995.
632. Свиточ А.А., Янина Т.А. Голоценовые отложения Болгарии // Морской голоцен окраинных и внутренних морей. Деп. ВИНТИ № 3795-В-95, 1995.
633. Свиточ А.А., Янина Т.А. Палеоэкология хвалынского бассейна Каспия // Матер. Межд. симпоз. Эволюция экосистем. М., 1995.
634. Свиточ А.А., Янина Т.А. "Холодные" и "теплые" трансгрессии Каспийского моря // Океанология. Т. 36. 1996, № 2. С. 17 - 25.
635. Свиточ А.А., Янина Т.А. Будущее Каспия – в его прошлом // Природа, 1996, № 2.
636. Свиточ А.А., Янина Т.А. К вопросу о влиянии тектонических движений на колебания уровня Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1997. Т. 72. Вып. 1. С. 42 - 50.
637. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: РАСХН, 1997. 267 с.
638. Свиточ А.А., Янина Т.А. Первые находки древнеэвксинско-узунларских отложений на побережье Болгарии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 5. 1997. № 5. С. 109 - 112.
639. Свиточ А.А., Янина Т.А. Биостратиграфия плейстоцена Каспийского моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 143-151
640. Свиточ А.А., Янина Т. А. История развития побережий Каспийского моря в плейстоцене // Геоморфология. 1998. № 3. № 3. С. 16-27.
641. Свиточ А.А., Янина Т.А. Нижнее Поволжье как эталонный район для стратиграфической шкалы плейстоцена Северной Евразии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т.76. Вып. 6. С. 48-53.
642. Свиточ А.А., Янина Т.А. Новые данные по малакофауне морского плейстоцена Маныча // Доклады АН. 2001. Т. 380. № 4. С. 570-573.
643. Свиточ А.А., Янина Т.А. Малакофауна опорного разреза каспийского голоцена Турали (Дагестан) // Доклады АН. 2003. Т. 389. № 4. С. 513-518.
644. Свиточ А.А., Янина Т.А. Малакофауна опорного участка каспийского голоцена Турали (Дагестан) // Голоценовые колебания уровня моря и биологическое разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 73-76.
645. Свиточ А.А., Янина Т.А. Основные черты геологического строения и палеогеографии плейстоцена Нижнего Поволжья // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 58-61.
646. Свиточ А.А., Янина Т.А. Верхнехвалыньские отложения Нижнего Поволжья // Докл. АН, 2005, Т.405. №5С. 570-574.
647. Свиточ А.А., Янина Т.А. Морской голоцен иранского побережья Каспия // Докл. АН, 2006. Т. 410. № 4. С. 538-541.

648. Свиточ А.А., Янина Т.А. Материалы по стратотипам региональных и местных подразделений каспийского неоплейстоцена и голоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15. № 5. С. 95-112.
649. Свиточ А.А., Янина Т.А., Антонова В.М. Новые местонахождения хвалынской фауны на Маныче // Бюллетень Регион. межведомств. стратиграфич. комиссии по центру и югу Русской платформы. В. 4. М.: РАЕН, 2009. С. 85-88.
650. Свиточ А.А., Янина Т.А., Антонова В.М., Й. ван дер Плихт. Хвалынская фауна Маныча // Докл. АН. Серия геогр. 2008. Т. 421. № 5. С. 987-992.
651. Свиточ А.А., Янина Т.А., Братанова О.Н. Биостратиграфия опорного разреза хазарских морских отложений Северного Прикаспия у с. Сероглазовка // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 1. С. 98-102.
652. Свиточ А.А., Янина Т.А., Братанова О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена Нижнего Поволжья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1997. № 2. С. 55-61.
653. Свиточ А.А., Янина Т.А., Менабде И.В. Изменения солёности Каспия в плейстоцене (по данным анализа малакофауны) // Водные ресурсы, 1992. № 4. С. 58-64.
654. Свиточ А.А., Янина Т.А., Менабде И.В. Палеогеография позднего плейстоцена Понто-Каспия // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1992. № 6. С. 68-76.
655. Свиточ А.А., Янина Т.А., Новикова Н.Г., Соболев В.М., Хоменко А.А. Плейстоцен Маныча (вопросы строения и развития) М.: Географический факультет МГУ, 2010. 136 с.
656. Свиточ А.А., Янина Т.А., Павленко О.Н. Биостратиграфия морского плейстоцена Каспия (Азербайджан, Дагестан, Северный Прикаспий) // Тенденция развития природы в новейшее время. М.: МГУ, 1993. С. 144-191.
657. Свиточ А.А., Янина Т.А., Парунин О.Б. Хронология плейстоценовых трансгрессий Каспия по данным абсолютно датирования (обсуждение результатов и полемические заметки) // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1989. С. 75 - 82.
658. Свиточ А.А., Янина Т.А., Стоянова Р.И. Биостратиграфия морского плейстоцена побережья и шельфа Болгарии // Бюл. Ком. по изуч. четверт. пер. 1999. № 63. С. 86-93.
659. Свиточ А.А., Янина Т.А., Хоменко А.А., Новикова Н.Г. Хвалынские отложения Маныча // Доклады Академии наук, 2009. Т. 428. №1. С. 70-74.
660. Свиточ А.А., Янина Т.А., Янко В.В. и др. Биостратиграфия разреза Гора бакинского яруса // Известия РАН. Серия геологическая. 1992. № 2. С. 128-131.
661. Седайкин В. М. Опорные разрезы четвертичных отложений Северо-Западного Прикаспия. Деп. ВИНТИ, N 1594-B-88. 1988. 190 с.
662. Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене - голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, 1996. 268 с.
663. Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геол. журнал. 1973. Т. 33. Вып. 6. С. 91-97.
664. Семененко В.Н., Коюмджиева Э. И., Ковалюх Н. Н. Абсолютный возраст по С-14 и корреляция морских верхнеплейстоценовых отложений Украинской ССР и Народной Республики Болгарии // Четвертичный период. Киев: Наука, 1976. С. 97-102.
665. Семененко В.Н., Сиденко О.Г. Отражение глубинных структур в морских четвертичных отложениях центральной части Азовского моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 87-99.
666. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы, т.35, № 4, 2008. С. 406-416.
667. Скиба С.И., Щербаков Ф.А., Куприн П.Н. К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене // Океанология, Т. XV. 1975. Вып. 5. С. 865-867.
668. Соколов М.И. Чаудинский горизонт // Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Т. XIII. Л.: Гос. научно-технич. изд-во, 1933.
669. Соколов М.И. Тирренская терраса // Руководящие ископаемые нефтеносных районов Крымско-Кавказской области. Т. XVI. Л.: Гос. научно-технич. изд-во, 1933.
670. Соколов Н.А. О происхождении лиманов Южной России // Труды Геол. комитета, 1895. Т. 1-. Вып. 4. 102 с.
671. Соловьев Б.Л. О строении морских четвертичных террас между городами Сухуми и Сочи // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 148-155.
672. Сорокин В.М. Корреляция верхнечетвертичных отложений и палеогеография Черного и Каспийского морей // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2011. Т. 19. № 5. С. 96-112.
673. Сорокин В.М., Куприн П.Н. О характере подъема уровня Черного моря в голоцене // Вестник Московского ун-та. Серия 4. Геология. 2007. №5.
674. Сорокин В.М., Куприн П.Н., Чернышева М.Б. Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Кас-

- пийского морей // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 1. М.: МГУ, 1983. С. 42-52.
675. Стоянова Р.И. Биостратиграфические исследования четвертичных отложений платформенной части болгарского черноморского шельфа // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 194-201
676. Стоянова Р.И. Биостратиграфия четвертичного периода шельфовой зоны Нижне-Камчийского прогиба // Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София, 1990. С. 202-210.
677. Стратиграфический кодекс. СПб: МСК, 1992. 120 с.
678. Стрижов В.П., Николаев С.Д., Гурина Н.В. Некоторые аспекты палеогеографического развития Азово-Черноморского бассейна в позднем плейстоцене и голоцене по вариациям изотопного состава химических форм серы // Геол. эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. София: БАН, 1990. С. 594 - 609.
679. Судакова Н.Г. Литогенная основа палеогеографических исследований // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. С. 11-34.
680. Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена на Русской равнине. Проблемы и пути решения // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Географический ф-т МГУ, 2005. С. 150-158.
681. Сулейманова Д.М. К характеристике современной конхилиофауны южнокаспийской ванны // Изв. АН АзССР. Серия наук о Земле. 1964. № 6. С. 22-25.
682. Султанов К.М., Исаев С.А., Эфендиев Х.М. Танатоценозы подводного склона западного побережья Южного Каспия // Уч. записки Азерб. ун-та. Серия геолого-географ. наук. 1973. № 2. С. 38-46.
683. Супрунова Н.И. К биостратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений северо-западного Прикаспия. Автореф. диссерт. Ростов-на-Дону, 1966. 18 с.
684. Супрунова Н. И. К биофациальному анализу донных осадков Южного Каспия // Палеогеография и отлож. плейстоцена юж. морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 235-239.
685. Супрунова Н.И., Вронский В.А. К биостратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных отложений юго-западной части Астраханской области // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161. № 1. С. 195-198.
686. Супрунова Н.И., Вронский В.А. Биостратиграфическая характеристика четвертичных отложений юго-западного Прикаспия // Бюл. Ком. по изуч. четв. пер. Т.33. 1966.
687. Сухой В. Ф. Моря Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 287 с.
688. Тарасов А.Г., Чепалыга А.Л. Новые данные о вертикальном распределении *Bivalvia* в глубоководных впадинах Каспия // *Ruthenica*, 1996. 5(2). Р. 147-154.
689. Трацук Н.Н. Морские плейстоценовые отложения Причерноморья Украинской ССР. Киев, 1972. 152 с.
690. Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С.150 - 156.
691. Туголесов Д.А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 6. С. 131-140.
692. Тумаджанов И.И. Основные черты истории и географии лесной растительности Большого Кавказа в плейстоцене и голоцене // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1973. № 2. С. 34-43.
693. Турпаева Е.П. Эколого-физиологические особенности некоторых беспозвоночных солоноватоводной фауны // Вопросы экологии. Т. 5. М.: Высшая школа, 1962. С. 223-225.
694. Тюрина Л.С. Спорово-пыльцевые характеристики четвертичных и верхнеплиоценовых отложений низового Поволжья // Мат-лы Всес. совещ. по изуч. четвертич. периода. М-Л.: Изд-во АН СССР. 1961. Т. 1. С. 288-295.
695. Ушко К.А. Стратиграфия и корреляция четвертичных морских отложений Куринской впадины // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 234-241.
696. Федоров П.В. К стратиграфии каспийских отложений Прибалханского района Западной Туркмении // Сов. геология. 1946. № 11. С. 33-43.
697. Федоров П. В. К вопросу об эволюции фауны моллюсков Каспийского бассейна в четвертичное время / Труды Ин-та географ. АН СССР. Вып. 43. 1946. С. 114-123.
698. Федоров П. В. Морские террасы восточного побережья Каспия / Докл. АН СССР. Нов. сер. Т. 59. 1948. № 9. С. 1623-1626.
699. Федоров П. В. Каспийские моллюски Западной Туркмении // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1948. № 13. С. 54-67.
700. Федоров П. В. Каспийские четвертичные моллюски рода *Didacna* Eichwald и их стратиграфическое значение // Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 112-130.

701. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Труды Геологич. ин-та АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.
702. Федоров П. В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа / Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1960. № 2. С. 56-64.
703. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Тр. ГИН АН СССР. Т. 88. М.: Наука, 1963. 157 с.
704. Федоров П.В. Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале каспийского плейстоцена // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 47. Вып. 2. 1972. С. 81-88.
705. Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 25 - 32.
706. Федоров П.В. Морской плейстоцен Понто-Каспия и его место в шкале Средиземноморья // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 170-176.
707. Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.
708. Федоров П.В. О развитии моллюсков рода *Didacna Eichwald* в нижнем плейстоцене Понто-Каспия и их стратиграфическое значение // Изв. АН СССР. Серия геол. 1979. № 3. С. 79-87.
709. Федоров П.В. О сменах солонатоводных кардиид рода *Didacna Eichwald* в раннем и среднем плейстоцене Понто-Каспия // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. 1980. Т.55. Вып. 3. С. 104-110.
710. Федоров П.В. Последледниковая трансгрессия Черного моря и проблема изменений уровня океана за последние 15 000 лет // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 151-156.
711. Федоров П.В. Некоторые дискуссионные вопросы плейстоценовой истории Черного моря // Бюлл. МОИП, отд. геол. 1982. Т. 57. Вып. 2. С. 108-117.
712. Федоров П.В. Проблема изменений уровня Черного моря в плейстоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. № 4. С. 55-61.
713. Федоров П.В. Ранний плейстоцен Понто-Каспия // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 137-143.
714. Федоров П.В. Понто-Каспий как возможный стратотип плейстоцена Европы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т.4. 1996, № 6. С. 99 - 104.
715. Федоров П.В. Водообмен между Каспийским, Черным и Средиземным морями в плейстоцене // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 181-186.
716. Федоров П.В. От Каспия до Эвксина (Записки геолога). М.: ГЕОС, 1999. 194 с.
717. Федоров П.В., Гептнер А.Р. К стратиграфии четвертичных отложений прибрежной полосы Северо-Восточного Причерноморья // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 32. 1959. С. 143-158.
718. Федоров П.В., Лилиенберг Д.А., Попов В.И. Новые данные о террасах Черноморского побережья Болгарии // Докл. АН СССР. Т. 144. N 2.1962. С. 431-434.
719. Федоров П.В., Скиба Л.А. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене // Изв. АН СССР. Серия геогр. 1960. № 4. С. 24-34.
720. Филиппова Н.Ю. Палинология верхнего плиоцена – среднего плейстоцена юга каспийской области. М.: ГЕОС, 1997. 164 с.
721. Хаин В.Е. Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа. Баку: Азнефтеиздат, 1950. 223 с.
722. Хаин В.Е., Шарданов Н.А. Геологическая история и строение Куринской впадины. Баку: Изд-во Ан АзССР, 1952. 348 с.
723. Халифа-Заде Ч.М. Различия по магнетиальности раковин современных, антропогенных и неогеновых пелеципод, гастропод и вопросы палеотемператур третичных, четвертичных морей Азербайджана // Палеогеогр. и литолого-фациальные исследования в СССР. 1969.
724. Хлебович В.В. Особенности состава водной фауны в зависимости от солености среды // Журнал общей биологии. 1962. Т. 23. № 2. С. 90-97.
725. Храмов А.Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшероно-Закаспийской области и их корреляция // Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л.: Гостоптехиздат. 1963. С. 220-263.
726. Хрисчев Х., Шопов В. Плейстоценовые отложения внешнего края черноморского шельфа Болгарии // Докл. БАН. Т.30. 1977. № 9. С. 1317-1319.
727. Хрисчев Х., Шопов В. Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев // Докл. БАН. Т. 9. № 2. 1979. С. 69-84.
728. Хрисчев Х. и др. Кватернерные утайки от втрешната част на шельфа пред Странджанския бряг // Сп. ВГД-во, 40, 1. 1979. С. 18 - 26.
729. Хрусталева Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука,

1989. 261 с.

730. Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону, 1974. 152 с.
731. Хрусталеv Ю.П. Закономерности современного осадкообразования в Северном Каспии. Ростов/Дон, 1978. 207 с.
732. Хрусталеv Ю.П., Ковалев В.В. Основные этапы позднелайстоценовой и голоценовой истории Северного Каспия // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М.: Наука, 1991. С. 106 – 116.
733. Цейнер Ф. Плейстоцен. М.: Иностран. Литерат., 1963. 502 с.
734. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1966. 175с.
735. Цурикова А.П., Шульгина Е.Ф. Гидрохимия Азовского моря. Л.: Гидрометиздат, 1964. 240 с.
736. Чепальга А.Л. Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспия) в плейстоцене. Автореф. диссерт. М., 1980. 46 с.
737. Чепальга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России. М: ГЕОС, 1997. С. 196-201.
738. Чепальга А.Л. Позднеледниковое обводнение в Понто-Каспийском бассейне как прототип Всемирного потопов // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 83-88.
739. Чепальга А.Л. Эпоха экстремального затопления (ЭЭЗ) как прототип «Всемирного Потопа»: Понто-Каспийские бассейны и северное измерение // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 447-450.
740. Чепальга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 166-171.
741. Чепальга А.Л., Маркова А.Л., Кирикэ Л.Ф., Михайлеску К.Д. Отложения Чаудинского бассейна Черного моря и их место в плейстоцене Русской равнины // Краев. образования матер. олед.: Тез. докл. Всес. совещ., Минск. 1990. С. 129-130.
742. Чепальга А.Л., Маркова А.К., Михайлеску К.Д. Стратиграфия и фауна стратотипа узунларского горизонта черноморского плейстоцена // Докл. АН СССР. Т. 290. 1986. № 2. С. 433 - 437.
743. Чепальга А.Л., Михайлеску К.Д. История четвертичных лагун Черного моря // Тез. докл. VII Всес. школы мор. геол. Геология океанов и морей. М, 1986. С. 139-140.
744. Чепальга А.Л., Михайлеску К.Д., Измайлов Я.А. и др. Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Черного моря // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 113 - 121.
745. Чепальга А.Л., Пирогов А.Н. События Эпохи Экстремальных затоплений в долине Маньчжун: сброс каспийских вод через Маньчжун-Керченский пролив // Квартер – 2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 445-447.
746. Чепальга А.Л., Пирогов А.Н., Садчикова Т.А. Сброс каспийских вод хвалынского бассейна по Маньчжунской долине в эпоху экстремальных затоплений (Всемирный потоп) // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Рост-Дон.: БИОС, 2005. С. 107-109.
747. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А. Колебания уровня Черного моря в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 175-188.
748. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А., Лаврентьев Н.В. и др. История долины Маньчжун и древний человек в позднем палеолите // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 340-348.
749. Чепальга А.Л., Садчикова Т.А., Леонова Н.Б. и др. Каспийско-Черноморский водообмен по Маньчжун-Керченскому проливу в позднем плейстоцене // Экология антропогена и современности: природа и человек. С-Пб., 2004. С. 50-53.
750. Чернышова М.Б. Палинологические исследования донных осадков на континентальной террасе // Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. София: БАН, 1980. С. 213-222.
751. Чигуряева А.А., Хвалина Н.Я. О характере растительности в районе Волгограда в эпоху среднего палеолита // Краткие сообщения Института археологии. Вып. 2. М.: АН СССР, 1961.
752. Чистякова И.А. Особенности седиментогенеза раннехвалынского отложений Северного Прикаспия // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 46-49.
753. Чистякова И.А., Лаврушин Ю.А. Суспензиты времени последнего позднеледниковья на территории Русской равнины и прилегающих шельфов: типы, особенности строения и седиментогенеза // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. М.: ГЕОС, 2004. С. 36-43.
754. Чочиева К.И. Узунларская флора Цалцинда. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 190 с.
755. Чочиева К.И. Реликты позднелайстоценовых и плейстоценовых флор Колхиды и их стратиграфическое значение // Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 107-116.
756. Чугунов Н.Л. Опыт количественного исследования продуктивности донной фауны в Северном Каспии и типичных водоемах дельты Волги // Тр. Астрахан. ихтиологич. лаборат. 1923. Т. 5. Вып. 1. С. 102-192.
757. Шатилова И.И. Палинологическое обоснование геохронологии верхнего плейстоцена и плейстоцена Западной Грузии.

- Тбилиси: Мецниереба, 1974. 193 с.
758. Шатилова И.И. Палинологические комплексы узунларских отложений Гурии (Западная Грузия) // Четвертичная система Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1982. С. 88-101.
759. Шатилова И.И., Мchedlishvili Н.Ш. Палинологические комплексы чаудинских отложений Западной Грузии и их стратиграфическое значение. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 97 с.
760. Шаховец С.А. Хронология палеогеографических событий позднего плейстоцена Нижней Волги (по данным термолюминесцентного метода). Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1987. 24 с.
761. Шаховец С.А., Шлюков А.И. Возраст хвалынских отложений Нижней Волги по данным термолюминесцентного датирования // Геохронология четвертичного периода. Таллин, 1989.
762. Шилик К.К. Изменения уровня моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени // Палеогеограф. и отлож. плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977.
763. Шилик К.К. Определение высоты и абсолютного возраста новочерноморской террасы в Ольвии // ДАН СССР. 1972. Т. 203. № 5.
764. Шило Н.А. Природа колебаний уровня Каспия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 2. С. 412-416.
765. Шимкус К.М. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1981. 239 с.
766. Шимкус К.М., Евсюков Ю.Д., Соловьева Г.Д. Подводные террасы нижней зоны шельфа Черного моря и их природа // Геолого-геофизические исследования зоны преокеана. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 81-92.
767. Шимкус К.М., Комаров Н.В., Гракова И.В. К стратиграфии глубоководных верхнечетвертичных осадков Черного моря // Океанология. 1977. Т. 18. Вып. 4.
768. Шихлинский Э.М. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. Баку: Азернешр, 1967. 234 с.
769. Ширинов Н.Ш. Геоморфология Апшеронской нефтеносной площади. Баку, 1965.
770. Ширинов Н.Ш. Геоморфологическое строение Куро-Араксинской депрессии. Баку: ЭЛМ, 1973.
771. Шкатова В.К. О возрасте осадков хазарского комплекса на Нижней Волге // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: Геогр. об-во СССР, 1973. С. 203-223.
772. Шкатова В.К. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала и их корреляция. Автореф. диссерт. Л., 1975. 25 с.
773. Шкатова В.К. Корреляция плейстоценовых отложений низовьев рек Волги и Урала // Геология четвертичного периода. Ереван, 1977. С. 225-233.
774. Шкатова В.К. Единая (для суши и моря) региональная стратиграфическая схема верхнего плейстоцена и голоцена Каспия (проект) // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 466-467.
775. Шкатова В.К. Палеогеографическая реконструкция и хронология позднечетвертичных бассейнов Каспия // Квартер-2005. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 463-466.
776. Шкатова В.К. Региональная стратиграфическая схема квартера Нижневолжского (Каспийского) региона // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 175-180.
777. Шкатова В.К., Арсланов Х.А. Поздний плейстоцен Нижней Волги: геохронометрия, палеомагнетизм, изотопы кислорода // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: Гуманистика, 2004. С. 94-100.
778. Шнитников А.В. Современные колебания уровня Каспия с точки зрения текущих колебаний климата и уровня режима Каспия за послевалдайское ремя // Проблемы Каспийского моря. Баку: Изд-во АНАЗССР. 1963. С. 13-15.
779. Шнюков А.Ф., Аленкин В.М., Григорьев А.В. и др. Геологическая история Керченского пролива в позднечетвертичное время // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутрен. морей. М.: Наука, 1979. С. 161-173.
780. Шнюков А.Ф., Григорьев А.В., Орловский Г.Н и др. Позднечетвертичные отложения и эволюция мелководной части черноморского шельфа Болгарии в районе Поморие - Несебр // Матер. XI Конгр. Карп.-Балк. Ассоц. Киев: Наукова думка, 1980. С.223-231.
781. Шопов В. Четвертичные сообщества моллюсков Болгарского черноморского шельфа // Палеонт., стратигр. и литология. Т. 20. София: БАН, 1984. С. 33-56.
782. Щербаков Ф.А. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями океана в плейстоцене // Изменения уровня моря. М.: МГУ, 1982. С. 189-194.
783. Щербаков Ф.А. Отражение изменений уровня моря в разрезах позднечетвертичных морских отложений // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. С. 112 - 120.
784. Щербаков Ф.А., Бабак Е.В. О стратиграфическом расчленении новоэвксинских отложений Черного моря // Океанология, 1979. № 3. С. 450-453.
785. Щербаков Ф.А., Коренева Е.В., Забелина Э.К. Стратиграфия позднечетвертичных отложений Черного моря // Позд-

- нечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 46-51.
786. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 51-60.
787. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Потапова Л.И. и др. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 211 с.
788. Эберзин А.Г. О пластах чауды Таманского полуострова // Докл. АН СССР. Т.2. 1935, № 8-9. С. 580 - 587.
789. Эберзин А.Г. О фаунах из морских террас Абхазии // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1940. № 6-7.
790. Эберзин А.Г. О происхождении плиоценовых родов кардииид в эвксинском бассейне/ Тр.ПИН АНСССР. 1949. Т. 20.
791. Эберзин А. Г. Солоноватоводные кардиииды плиоцена СССР. Труды Палеонтологич. ин-та АН СССР. Т.ХС1. 1962. 179 с.
792. Эберзин А.Г., Ивченко П.И. Карангатская и новоэвксинская террасы г. Сочи и его окрестностей // Дан СССР. 1947. Т. LVI. № 5. С. 525-527.
793. Экологические исследования Азовского, Черного, Каспийского морей и их побережий. Т. 9. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2007. 315 с.
794. Экологические исследования Азовского, Черного, Каспийского морей и их побережий. Т. 8. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. 298 с.
795. Экологический мониторинг Азовского, Черного и Каспийского морей. Ростов-Дон, 2005. 122 с.
796. Янина Т.А. Изучение каспийских моллюсков для целей экологического мониторинга // География и рациональное природопользование. М.: МГУ, 1979. С. 43-45.
797. Янина Т.А. Развитие дагестанского шельфа Каспия в плейстоцене (по данным биостратиграфического анализа) // Перспективы освоения морских нефтегазовых месторождений. Баку, 1979.
798. Янина Т.А. Морские плейстоценовые моллюски дагестанского побережья Каспия, их стратиграфическое и палеогеографическое значение. Автореф. диссерт. М.: МГУ, 1981. 24 с.
799. Янина Т.А. К биостратиграфии хазарских отложений Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Вып. 2. С. 154-155.
800. Янина Т.А. Палеогеография дагестанского побережья Каспия в среднем плейстоцене (по малакофаунистическим данным) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. 1. М.: МГУ, 1983. С. 35-42.
801. Янина Т.А. Палеогеография дагестанского побережья Каспия в плейстоцене // Корреляция отложений, событий и процессов антропогена. Кишинев: Штиинца, 1986. С. 191-192.
802. Янина Т.А. Каспийские моллюски в плейстоцене Черного моря // Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. 223-236.
803. Янина Т.А. Биоразнообразие Каспийского моря в новых экологических условиях // География, общество, окружающая среда. Калининград: КГУ, 2001, том 2. С. 247.
804. Янина Т.А. Каспийская фауна в плейстоценовых бассейнах Черноморского региона // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2001, том 1. С. 96-97.
805. Янина Т.А. Солоноватоводные бассейны Понто-Каспия в плейстоцене // Фундаментальные исследования взаимодействия суши, океана и атмосферы. М.: Макс-Пресс, 2002. С. 160-161.
806. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия (биостратиграфия, палеогеография, корреляция) // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Ростов-на-Дону: ЮНЦРАН, 2005. С. 118-119.
807. Янина Т.А. Биостратиграфия и корреляция плейстоценовых отложений Понто-Каспия // Геология морей и океанов. Т. 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 260-261.
808. Янина Т.А. Южные моря России в плейстоцене (палеогеографический анализ малакофауны) // Горизонты географии. К 100-летию К.К. Маркова. М.: Географический ф-т МГУ, 2005. С. 192-207.
809. Янина Т.А. Комментарии к статье Е.Н. Бадюковой «Одно из доказательств соединения Каспийского и Черного морей в конце позднехвалынского времени» // Геоморфология. 2005. № 2. С. 33-34.
810. Янина Т.А. Дидакны Понто-Каспия. Москва-Смоленск: Маджента, 2005. 300 с.
811. Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия в раннем плейстоцене (палеогеографический анализ малакофаунистических данных) // КВАРТЕР-2005, Матер. IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Сыктывкар, 2005. С. 476-478.
812. Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия в среднем плейстоцене (палеогеографический анализ малакофаунистических данных) // КВАРТЕР-2005, Матер. IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода, Сыктывкар, 2005. С. 479-481.
813. Янина Т.А. Бассейны Понто-Каспия в плейстоцене (палеогеографический анализ моллюсков рода *Didacna* Eichwald) // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2006. № 3. С. 32-39.

814. Янина Т.А. Стратиграфическое и географическое распространение моллюсков рода *Didacna* Eichwald в плейстоцене Каспия // Бюллетень МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 3. С. 56-71.
815. Янина Т.А. Депрессия Маныча как область миграций фаун Понто-Каспия в плейстоцене // Геоморфология. 2006. № 4. С. 97-106.
816. Янина Т.А. История развития каспийской малакофауны в плейстоцене // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Ростов-на-Дону, 2006. С. 273-277.
817. Янина Т.А. Биоразнообразие моллюсков дельты Волги в голоцене // Естественные и инвазийные процессы формирования биоразнообразия водных и наземных экосистем. Ростов-на-Дону, 2007. С. 343-345.
818. Янина Т.А. Биостратиграфия неоплейстоцена Каспия // Геологические события неогена и четвертичного периода России: современное состояние стратиграфических схем и палеогеографические реконструкции. Москва: ГЕОС, 2007.
819. Янина Т.А. Об урунджикском этапе в плейстоценовой истории Каспия // Фундаментальные проблемы четвертичного периода и направления дальнейших исследований. М.: ГЕОС, 2007. С. 481-484.
820. Янина Т.А. История каспийских моллюсков рода *Didacna* в Черном море // Юг России: экология, развитие. 2008. № 3. С. 93-98.
821. Янина Т.А. История развития каспийских моллюсков рода *Didacna* // Естественные и технические науки. 2008. № 3. С. 225-228.
822. Янина Т.А. Урунджикский этап в плейстоценовой истории Каспийского региона // Известия АН. Серия географическая. 2008. № 4. С. 60-73.
823. Янина Т.А. Малакофауна и эволюция водоемов дельты Волги в голоцене // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический ф-т МГУ, 2008. С. 118-127.
824. Янина Т.А. Урунджикский горизонт и его положение в стратиграфической схеме каспийского плейстоцена // Бюллетень МОИП. Отдел геологический, 2009. Т. 84. Вып. 3. С. 61-71.
825. Янина Т.А. Формирование и эволюция малакофауны каспийских бассейнов в раннем и среднем неоплейстоцене // Древнейшие миграции человека в Евразии. Новосибирск: Институт археологии и этнографии СО РАН, 2009. С. 207-214.
826. Янина Т.А. Палеогеография Каспийского моря в плейстоцене // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Т. III. М.: ГЕОС, 2009. С. 355-360.
827. Янина Т.А. Палеогеография Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене География и геоэкология на современном этапе взаимодействия природы и общества // Материалы Всероссийской научной конференции «Селиверстовские чтения», С.Пб., 2009 С. 762-766
828. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Каспия в позднем неоплейстоцене // Геология, география и экология океана. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2009. С. 364-367
829. Янина Т.А. Палеогеография бассейнов Понто-Каспия в плейстоцене по результатам малакофаунистического анализа, автореферат доктор. диссертации. М.: Географический факультет МГУ, 2009. 42 с.
830. Янина Т.А. Корреляция палеогеографических событий позднего плейстоцена Каспийского моря и Русской равнины // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып. 3: Сборник научных статей / Под ред. Н.С. Болиховской, С.С. Фаустова. – М.: Географический факультет МГУ, 2011. – 466 с. С. 262–279.
831. Янина Т.А. Каспийские моллюски в плейстоцене Черного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2011, №3. С. 107–124.
832. Янина Т.А. Корреляция палеогеографических событий позднего плейстоцена Каспийского моря и Русской равнины // Четвертичный период во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). / отв. ред. О.П. Корсакова, В.В. Колька. Апатиты, СПб, 2011. Т. 2. 326 с. С. 342–344.
833. Янина Т.А. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря // Глобальные и региональные проблемы исторической географии. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 2011. С. 412–416.
834. Янина Т.А., Антонова В.М., Хоменко А.А. Маньчский пролив в эпоху его последнего открытия // Глобальные и региональные проблемы исторической географии. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургский государственный университет, 2011. С. 408–412.
835. Янина Т.А., Дмитриева А.В. Палеоэкология хвалыньских бассейнов Каспия (по результатам малакофаунистического и микрофаунистического анализов) // Четвертичный период во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (г. Апатиты, 12–17 сентября, 2011 г.). / отв. ред. О.П. Корсакова, В.В. Колька. Апатиты, СПб, 2011. Т. 2. 326 с. С. 345–347.
836. Янина Т. А., Свиточ А. А. Плейстоценовые моллюски Дагестана (определятель рода *Didacna* Eichwald). Деп. ВИНИТИ № 8656 –В-1988. 1988.
837. Янина Т.А., Свиточ А.А. Малакофауна опорных разрезов Дагестана // Геоморфология и геология Каспийского мо-

- ря. М.: Наука, 1990. С. 41-51.
838. Янина Т.А., Свиточ А.А. Позднеплейстоценовые бассейны Каспия в Нижнем Поволжье (палеоэкологический анализ малакофауны) // Экология антропогена и современности: природа и человек. С.-Петербург: «Гуманистика», 2004. С. 67-70.
839. Янина Т.А., Свиточ А.А. Голоцен дельты Волги (отложения и биоразнообразие малакофауны) // Фундаментальные проблемы квартера и направления дальнейших исследований. М: ГЕОС, 2007. С. 484-486.
840. Янина Т.А., Свиточ А.А. Развитие природной среды Каспийского региона в раннем неоплейстоцене // Древнейшие миграции человека в Евразии. Новосибирск: Институт археологии и этнографии СО РАН, 2009. С. 215-223
841. Янина Т.А., Свиточ А.А. Неоплейстоцен Каспийского моря: стратиграфия, палеогеография, корреляция // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2011 С. 369–373.
842. Янина Т.А., Свиточ А.А. Эволюция и биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в плейстоцене // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 225–230.
843. Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф. Голоценовые комплексы моллюсков разреза Турали дагестанского побережья Каспия // Бюл. МОИП. 2005. Т.80. Вып. 1. С. 56-65.
844. Янина Т.А., Свиточ А.А., Весселинг Ф.П. Биоразнообразие малакофауны Каспийского моря в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5. География, 2011, № 2. С. 38–48.
845. Янина Т.А., Хомченко Д.С. Палеогеография хвалынской трансгрессии Каспийского моря // Геология морей и океанов: Материалы XIX Международной конференции (Школы) по морской геологии. Т. 3. М.: ГЕОС, 2011 С. 374–378.
846. Янко В.В. Четвертичные фораминиферы Понто-Каспия. Автореф. диссерт. Одесса, 1989. 48 с.
847. Янко В.В., Арбузова Л.С., Чепалыга А.Л. и др. Карангат северо-западного Причерноморья: новые данные по бурению на шельфе и в устьях рек // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М., 1984. Т. 1. С. 189-191.
848. Янко В.В., Фролов В.Т., Мотненко И.В. Фораминиферы и литология стратотипического горизонта (антропоген Керченского плуострова) // Бюлл. МОИП. Отд. Геолог. Т. 65. 1990. № 3. С. 85 - 97.
849. Янко В.В., Чепалыга А.Л., Блюм Н.С., Оськина Н.С. Раннечетвертичный морской бассейн Черного моря // Стратиграфия и литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. Т. 1. 1984. С. 191-193.
850. Янко-Хомбах В.В., Игнатов Е.И., Янина Т.А. Проблемы экологической безопасности окружающей среды Причерноморья в связи с позднеплейстоцен-голоценовыми колебаниями уровня моря // Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря. Материалы XXII международной береговой конференции, 2007. С. 306-310.
851. Ясаманов Н.А. Некоторые данные о температурах водных бассейнов четвертичного периода Европейской части СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257. № 2. С. 455-457.
852. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Дорофеев П.И. и др. Плейстоцен нижнего течения р. Урал. Уфа: БФАН СССР, 1986. 135 с.
853. Aksu A.E. et al. Late Quaternary tectonics and sediments of outer Izmir and Candarli bays, western Turkey // *Mar. Geol.*, 1987, 76, N. 1-2. P. 89-104.
854. Aksu A.E., Hiscott R.N., Mudie P.J., et al. Persistent Holocene outflow from the Black Sea to the Eastern Mediterranean contradicts Noah's Flood hypothesis // *GSA Today*, 2002, 12 (5). pp. 4-10.
855. Aksu A.E., Hiscott R.N., Mudie P.J., et al. Pre-10 ka transgression of the SW Black Sea shelves: seismic and core evidence // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. pp. 4-5.
856. Aladin N.V., Plotnikov I.S. How changing of the Caspian Sea level makes influence on biodiversity of fishes and free-living aquatic invertebrates // 4th Intern. Conf. of UNESCO Progr. 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 15.
857. Andrussoff N. Studien uber die Brackwassercardiden. *Didacna*. Lief. 2. // *Зап. Акад наук. Физ.-мат. отдел. Серия 8*. 1910, Т. 25. № 8. С. 1-84.
858. Antonova V., Yanina T., Khomenko A. The Manych Passage during last 30 ky (paleogeography and paleohydrology) // *Proceedings of the Tenth International Symposium on river sedimentation*. V. VI. Moscow, 2007. С. 420-429.
859. Arslanov Kh.A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the Khvalynian Manych passage // *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation*. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. Pp. 10-13.
860. Arslanov K.A., Yanina T.A. Radiocarbon age of the last epoch of the Manych passage existence / *The Caspian region: Environmental consequences of the climate change*. М., 2010. С. 67-69.
861. Arslanov K.A., Dolukhanov P.M., Gei N.A. Climate, Black Sea levels and human settlements in Caucasus Littoral 50,000 - 9,000 BP // *Quaternary International*, 2007. 167-168. Pp. 121-127.

862. Asioli A., Borsetti A.M. Sea level changes as evidenced by benthic foraminifera associations in the Adriatic Sea // *Boll. Oceanol. teor.e appl.* V.7. 1989. N4. P.335 - 345.
863. Badyukova E.N. Connection of the Black and Caspian Seas in late Pleistocene – early Holocene // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 “Dating Caspian Sea Level Change”. Almaty, 2006. P. 27-28.
864. Badyukova E.N. Burtassky Lake in the Manych trough and the functioning of the Manych passage in the Late Pleistocene // INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip “Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies”. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 53-55.
865. Balabanov I.P. Holocene sea-level changes in the Northern Black Sea // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. pp. 21-23.
866. Bozilova E. Holocene chronostratigraphy in Bulgaria // *Striae*, 1982.16. pp. 88-90.
867. Blanc A. Levels of the Mediterranean sea during the Pleistocene glaciation // *J. Geol. Soc. London.* 93. 1937. N 1-4. P. 621-651.
868. Bleachu M. Observation sur evolution de la Zone d'Istria au cours des trois derniers millenaires // *Rev. De Geologie et de Geographie.* Bucuresti, 1962. T. VI. N 2.
869. Bonifay E. Quaternaire et prehistoire des regions mediterraneennes francaises // Meeting of Subcom. Mediter. and Black Sea. Palermo, 1973. P. 343 - 370.
870. Bonifay E. Niveaux marins plio-pleistocenes et tectonique recente des cotes francaises de la Mediterranee // Niveaux marins et tectonique quaternaire dans l'aire mediterraneenne // *CNRS Actes de Colloq.* Paris, 1981. P.283 - 302.
871. Bonifay E., Mars P. Le tyrrhenien dans le cadre la chronologie quaternaire mediterraneenne / *Bull. Soc. Geol. France. Ser.7.* 1. 1959, N 1.
872. Brambati A., DeMuro S. Submerged coastlines in the sector between Capo Testa and Punta delli Francesi (northern Sardinia, Italy): Geomorphological and sedimentological aspects / *Boll. Ocean. Teorica ed Applicata.* V.10. 1992. N 2-4. P.149-163.
873. Bruckner H. On the stratigraphy and geochronology at the end and immediatky after the end of the Calabrian in Lucania (Southern Italy) / *Le Villafranchien mediterraneen.* Lille, 1982. V.1. P. 93 - 103.
874. Bruckner H. Stratigraphy, evolution and age of quaternary marine terraces in Marocco and Spain // *Z. Geomorph. N.F.* 62. 1986. P. 83 - 101.
875. Castradori D. Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in eastern Mediterranean deep-sea cores / *It. Paleont. Strat.* 99. 1993. P. 107 - 126.
876. Çağatay M.N., Eriş K., Ryan W.B.F., Sancar Ü., Polonia A. et al. Late Pleistocene–Holocene evolution of the northern shelf of the Sea of Marmara // *Marine Geology*, 2009. N 265. Pp. 81-100.
877. Chenu J.C. Manuel de conchyliologie et de paleontologie conchyliologique. V. 2. Paris, 1862. 327 p.
878. Chepalyga A. Extraordinary rate of Khvalyn transgression: huge floodings, sea level oscillations, coastline migration, influence to civilization // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 36.
879. Chepalyga A.L. The late glacial flood in the Ponto-Caspian basin // Yanko-Hombach V, Gilbert A.S, Panin N, Dolukhanov P.M, Eds. *The Black Sea flood question: Changes in coastline, climate and human settlement.* Dordrecht: Springer 2007. Pp. 119-48.
880. Chepalyga A.L., Arslanov Kh., Svetlitskaya T. Chronology of the Khvalynian sea-level oscillations: new data and approach // *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation.* Bukharest: EcoGeoMar, 2008. Pp. 32-34.
881. Chepalyga A., Arslanov Kh., Yanina T. Detailed age control of the Khvalynian basin history / *Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation.* Istanbul, 2009. C. 23-26
882. Chepalyga A., Borziak I., Obade T., Naumov D. Epoch of extreme floods and human adaptation in the northern Black Sea basin // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006. Pp. 42-43.
883. Cita M.B., Castradori D. Workshop on marine sections from the gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the GSSP of the Lower, Middle and Upper Pleistocene / *II Quaternario.* 7(2). 1994. P. 677 - 692.
884. Cita M.B., Chierici M.A., Ciampo G. et al. Quaternary record in Ionian and Tyrrhenian basins of Mediterranean Sea / *Init. Rept. Deep-Sea Drill. Proj.* 13. 1973. P.1263 - 1340.
885. Cita M.B., Ciampo G., Ferone E. et al. II Quaternario del Tirreno abissale: Interpretazione stratigrafica a paleoclimatica dell porro DSDP 132 / *Rev. Espan. Micropaleontol.* 6. 1974. N 2. P. 25 - 326.
886. Degens E.T., Paluska A. Tectonic and climatic pulses recorded in Quaternary sediments of the Caspian - Black Sea region // *Sediment. Geol.* V. 23. 1979, N 1. P. 149 - 163.
887. Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years / *Chem. Geol.* 10. 1972, N 1. P. 1 - 16.

888. Dimitrov P., Dimitrov D. Geocatastrophic events in the Black Sea and the geological Pleistocene-Holocene boundary // Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Bukharest: EcoGeoMar, 2008. Pp. 32-34.
889. Dolukhanov P.M., Chepalyga A.L., Shkatova V.K., Lavrentiev N.V. Late Quaternary Caspian: Sea-Levels, Environments and Human Settlement // The Open Geography Journal, 2009, 2, 1-15 (11874-9232/09 2009 Bentham Open)
890. Gerasimenko N.P. Late Pleistocene vegetational and soil evolution at the Kiev loess plain as recorded in the Stary Bezradychi section, Ukraine // Studia Quaternaria. 2001. V. 17. pp. 19-28.
891. Gignoux M. Les formations marines pliocenes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile // Memoire Universite Lyon. 1913. 630 p.
892. Ehlers E. Sudkaspisches Tiefland (Mordiran) und Kaspisches Meer. Tubingen: H.U.U., 1971. 184 pp.
893. Eichwald E. Introductio in historiam naturalem Caspii maris. Casani, 1824. 59 p.
894. Eichwald E. Faunae Caspii maris primitae// Bull. Soc. Imp. Natur. de Moscou. 1838. V. II. P. 125-174.
895. Eichwald E. Reise auf dem Caspischen Meer und in den Caucasus. Stuttgart etc. 1834-1838.
896. Eichwald E. Zur Naturgeschichte des Kaspischen Meeres. NM Soc. Imp. Natur. de Moscou Moscou, 1855. T.X. 283-323.
897. Emiliani C. Pleistocene temperatures // J. Geol. v. 63. 1955. pp. 538-578.
898. Emiliani C., Shackleton N.J. The Bruhnes epoch: isotopic paleotemperatures and geochronology // Science. v. 183. N 4124. 1974. pp. 511-514.
899. Fauna caspio-caucasia nonnullis observationibus novis illustravit Edwardus Eichwald. NM Moscou, 1842. T. VII.
900. Fourniguet J. Sur le Quaternaire marin et la neotectinique du Campo de Dallas (Andalousie, Espagne) / Acta Geologica Hispanica. T.XII 4 - 6. 1977. P. 90 - 97.
901. Gmelin S.G. Reise durch Rusland, zur Untersuchung der drei Naturreiche. SPb. 1770-1784. T. 1-3.
902. Goy J.L., Zazo C. Niveles marinos cuaternarios y su relacion con la neotectonica en el litoral de Almeria (Espana) / Bol. R. Soc. Espanola Hist. Nat. (Geol.). 80. 1982. P.171 - 184.
903. Hearty P.J., Dai Pra G. Aminostratigraphy of Quaternary marine deposits in the Lazio region of Central Italy //Z. Geomorphol. 1986. Supplbd. 62. P. 131-140.
904. Issel A. Lembi fossiliferi quaternari e recente osservati nella Sardegna meridionali / R.C. Acad. Lincei. 5 ser. V. XXIII. 1914. P.759 - 770.
905. Kaplin P.A., Porotov A.V., Gorlov U.V., Yanina T.A. Climate and sea-level changes along the north-eastern Black-Sea coast over the past 5 ka // Black Sea - Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Istanbul-Turkey, 2005. P. 77-79.
906. Keraudren B. Les formations quaternaires marines de la Grece / Bull. Musee Prehist. Monaco. 16. 1970.
907. Keraudren B., Sorel D. The terraces of Corinth (Greece) - A detailed record of eustatic sea-level variations during the Last 500 000 years //Mar. Geol. 1987. V. 77. N. 1-2. P. 99-107.
908. Kislov A.V., Toporov P.A. East European river runoff and Black Sea and Caspian Sea level changes as simulated within the Paleoclimate modelling intercomparison project // Quaternary International, 2007. 167, 8. Pp. 40-8.
909. Khrishev Kh.G., Georliev V.M. Regional washout on the Pleistocene-Holocene boundary in the Wstern Black Sea depression //Докл. Бълг. АН. 1991. Т. 44. N. 9. С. 69-72.
910. Kroonenberg S.B., Kasimov N.S., Abdurakhmanov G.M. Holocene sea-level change and mollusc biodiversity in the Caspian Sea: a proxy for the North Atlantic oscillation // Голоценовые колебания уровня моря и биологическое разнообразие в бассейне Каспия. Махачкала, 2002. С. 68-72.
911. Lahiani H., Hosseindoust M. Holocene mollusca assemblages on the Southeastern Caspian Sea // Dating Caspian Sea level change. Baku, 2004. Pp. 29-30.
912. Lamothe L.J. Note sur les anciennes plages et terraces du bassin de J'Isser (department d'Alger) et de quelques autres bassins de la cote algerienne / Bull. Soc. Geol. France. 3 -me ser. Paris, 1899.
913. Leroy S.A.G., Marret F., Gasse F., et al. Caspian Sea salinities during the Late Pleistocene and Holocene based on dinoflagellate cysts // 4th Intern. Conf. of UNESCO Progr. 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 86.
914. Levchenko O.V., Roslyakov A.G. Cyclic sediment waves on western slope of the Caspian Sea as possible indicators of main transgressive/regressive events // Quaternary International, 2010. Pp. 1-11.
915. Lisietzki L.E., Raymo M.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records // Paleoceanography, v.20, PA 1003, doi: 10.1029/2004PA001071, 2005.
916. Major C.O., Goldstein S.L., Ryan W.B.F., Lericolais G. et al. The co-evolution of Black Sea level and composition through the last deglaciation and its paleoclimatic significance // Quaternary Science Reviews. 2006. N 25. Pp. 2031–2047.
917. Malatesta A. Malacofauna pleistocenica di Grammichele (Sicilia) // Mem. Descr. Carta Geol. Italia. 12. P. I,II. 1963. 392 p.

918. Malatesta A., Zarlenga F. Evidence of Middle Pleistocene transgressions along the Mediterranean coast // *Palaeog., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. V. 68. N. 2-4. P. 311-315.
919. Mangerud J., Sonstegaard E., Sejrup H.-P. Correlation of Eemian (interglacial) stage and the deep-sea oxygen-isotope stratigraphy // *Nature*. 1979. 277. Pp. 189-192.
920. Marreta F., Mudie P., Aksu A., Hiscott R. Holocene dinocyst record of a two-step transformation of the Neoeuxinian brackish water lake into the Black Sea // *Quaternary International*. 2009. N 197. Pp. 72–86.
921. Mars P. Faunes malacologiques du Pliocene et du Quaternaire de Milazzo (Sicile) // *Bull. Mus. Hist. Nat.* V. 16. 1956. P. 33 - 52.
922. Middendorf A. Beitrage zu einer Malacozoologia Rossica. II, III // *Mem. Acad. Sci. St.-Petersb.* 6. T. 6. 1849. P. 1-187.
923. Mudie P.J., Roberts K.L., Aksu A.E., Hiscott R.N. Climate and salinity of the western Black Sea and Marmara Sea during the Paleolithic transition, late glacial maximum and pre Boreal interval, 40000-12000 cal. BP // *INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies"*. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 138-140.
924. Murdmaa I., Ivanova E., Chepalyga A., et al. Paleoenvironments on the North Caucasian Black Sea shelf since the LGM // 2-nd Plenary meeting and field trip of Project IGCP-521 Black Sea – Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Odessa: Astroprint, 2006, pp. 127-129.
925. Ozer A., Paskoff R., Sanlaville P., Ulzega A. Essai de correlation du Pleistocene superieur de la Sardaigne et de la Tunisie // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1980. Ser.D. 1980. L. 291. P. 801-804.
926. Pallas P.S. Reise durch verschiedene Provinzen des Russischen Reichs in den Jahren 1768-1774. SPb., 1771-1776. T. 1-3.
927. Paskoff R., Sanlaville P. Sur le Quaternaire marin de la region de Mahdia, Sahel de Sousse, Tunisie / *C.R. Acad. Sc. Paris*. T. 283. 1976. P.
928. Paskoff R., Sanlaville P. Le Tyrrhenien de la Tunisie: essai de stratigraphie // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1980. Ser. D. L. 290. N. 5. P. 393-396.
929. Petrbok J. Mekkysi pliocenni a holocenni meronny terasy Cerneho more u Balciku v Bulgarsku a marinni mekkysi bulharskoho pliocenu // *Sbor. Nar. Musea v Praze*. 1952, N 2. P. 12 - 18.
930. Raffy I., Dumas B., Gueremy P., Lhenaff G. Uplift and quaternary marine terraces to the east of Villa San Giovanni (Calabria, Italy) // *Z. Geomorphol.* 1981. Supplbd. 40. S. 119-125.
931. Ryan W.B.F., Pitman W.C., Major C.O. et al. An abrupt drowning of the Black Sea shelf // *Marine Geology*. 1997. V. 138. Pp. 119-126.
932. Ryan W.B.F., Major C.O., Lericolais G., Goldstein S.L. Catastrophic flooding of the Black Sea // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2003. V. 31. Pp. 525-554.
933. Reeve L. A. *Conchologia iconica*. V. 2. 1845.
934. Ross D. A. *Black Sea stratigraphy* // *Black Sea, geology, chemistry and biology*. Tulsa, Oklahoma, 1974.
935. Segre A. Linee da riva sommersa e morfologia della piatta-forma continentale italiana relative alla transgressione marina versiliana // *Quaternaria*. 1969. V. 11. P. 141-154.
936. Senatore M. R., Mitabile L., Pescatore T., Tramutoli M. La piattaforma continentale del settore nordorientale del Golfo di Taranto // *Geol. Appl. e idrogeol.* 1980. V. 15. P. 33-50.
937. Shackleton N. J. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed // *Nature*, 215. N 5096. 1967. pp. 15-17.
938. Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial records // *Proceedings of the Royal Society. London*. 1969. B. 174. Pp. 135-154.
939. Shackleton N. J. Oxygen isotopes, ice volume and sea level // *Quaternary Science Reviews*. 1987. 6. Pp. 183-190.
940. Shackleton N.J., Opdyke N.D. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28 - 238: Oxygen temperatures and ice volumes on a 10 5 and 10 6 year scale/ *Quat. Res.* 3. 1973. P. 39 - 55.
941. Shkatova V.K. Palaeogeography of the late Pleistocene Caspian Basins: Geochronometry, palaeomagnetism, palaeotemperature, palaeosalinity and oxygene isopotes // *IGCP 521-481 Joint Meeting and Field Trip Proceedings 2007*. Pp. 149-50.
942. Sholten R. Role of the Boshorus in Black Sea chemistry and sedimentation // *The Black Sea Geology, Chemistry, and Biology* / *Mem. Amer. Assoc. Publish. Geol. Tulsa, Okla.* 1974. N. 20.
943. Shopov V. Distribution of Upper Quaternary Molluscan Communities in the Outer Zone of South Bulgarian Black Sea Shelf // *Geol. Balcanica*. 9. N1. 1979. P.51 - 66.
944. Stoliczka F. Pelecypoda of the cretaceous rocks of southern India // *Mem. Geol. Surv. India. Palaeontologia Indica. Ser. 6. T. 3.* 1871. P. 1-537.
945. Suc J.-P., Zagwijn W.H. Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and northwestern Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data // *Boreas*. v. 12. 1983. pp. 153-166.

946. Svitoch A.A., Yanina T.A. Marine Holocene of the Caspian coast of Iran // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P.109.
947. Svitoch A. Yanina T. The Holocene development of the Volga Delta // Proceedings of the Tenth Intern. Symposium on river sedimentation. V. VI. Moscow, 2007. C. 443-448.
948. The Black Sea: Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oclahoma, 1974. 635 p.
949. The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate, and Human Settlement. Dordrecht, Springer, 2006. 971p.
950. Tryon J. Structural and systematical Conchology. T. 3. 1844. P. 1-453.
951. Ulzega A., Hearty P.J. Geomorphology, stratigraphy and Geochronology of Late Quaternary marine deposits in Sardinia //Z. Geomorphol. 1986. Supplbd. 62. P. 119-129.
952. Ulzega A., Leone F., Orru P. Geomorphology of submerged Late Quaternary shorelines on the South Sardinian continental shelf //J. Coast. Res. 1986. Spec. issue. N. 1. P. 73-82.
953. Velichko A.A., Catto N., Drenova A.N., Klimanov V.A., Kremenetski K.V., Nechaev V.P. Climate changes in East Europe and Siberia at the Late glacial-Holocene transition // Quaternary International, 2002. 91(1). Pp. 75-99.
954. Vest W. Uber die Genera Adacna, Monodacna and Didacna Eichw. und deren Stellung im System. // Jahrb. Deutsch. Zool. Ges. Bd. 2. Frankfurt a. Main, 1875.
955. Winguth C., Wong H.k., Panin N. et al. Upper Quaternary water level history and sedimentation in the northwestern Black Sea // Marine Geology. 2000. V. 167. P. 127-146.
956. Yanina T.A. Correlation of the Pleistocene events of the Caspian, Black and Mediterranean seas // The role of paleoceanographic linkages in the global system. Halifax, 1995.
957. Yanina T.A. Paleoecology of the Baku transgression (Caspian) // The dawn of the Quaternary. Netherlands, Kerkrade, 1996.
958. Yanina T.A. The Volga river delta under unstable regime of the Caspian Sea level // Coastal Zone, 96. Canada, Rimouski, 1996.
959. Yanina T.A. Paleogeographical aspects of the Caspian Sea level's prognosis // Intern. Geograph. Congress. Abstracts. Neetherlands, 1996.
960. Yanina T.A. The Quaternary stratigraphy and correlation of the Pont-Caspian Region (on the basis of molluscs of the genus Didacna) // Molluscs, Quaternary, faunal changes and environmental dynamics. A symposium on occasion of 80th birthdays of Vojen Lozec. Prague: Charles University, 2005. P. 38-40.
961. Yanina T.A. Correlation of the Pleistocene paleoevents in the Ponto-Caspian area // Rapid Sea-level change: Caspian perspective. Rasht, Iran, 2005.P. 100-102.
962. Yanina T. Caspian-Black Sea Corridor during last 30 ky: Didacna's evidens // Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation”. Стамбул, 2005. P. 179-180.
963. Yanina T.A. Caspian molluscs in the Balck Sea during the last 30 ky //Black Sea – Mediterranean corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation. Materials of the Conference. Odessa: Astroprint, 2006. P. 168-169.
964. Yanina T. Quaternary stratigraphy and correlation of the Pont-Caspian Region, on the base of Didacna mollusks // IGCP 521-481 Joint Meeting and Field trip/ Gelendzhik, Russia-Kerch, Ukraine, 2007. Extended abstracts. C. 168-170.
965. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // Quaternary International, 2012, № 271, стр. 120-129
966. Yanina T.A. Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian region // Quaternary International, 2012. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.008
967. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies. Odessa: Astroprint, 2011. P. 177–181.
968. Yanina T.A. Correlation of the Late Pleistocene paleogeographical events of the Caspian Sea and Russian Plain // Quaternary International, 2012, № 271, стр. 120-129.
969. Yanina T.A. Biostratigraphy of the Middle and Upper Pleistocene of the Caspian region // Quaternary International, 2012. DOI: 10.1016/j.quaint.2012.02.008
970. Yanina T., A. Svitoch. Peculiarities of the malacofauna of the Karangat and Late Khazarian Basins of the Ponto-Caspian region // Volume of abstracts of SEQS'98 Symposium The Eemian: Local sequences, global perspectives. Kerkrade, the Netherlands, 1998. P. 92.
971. Yanina T.A., Svitoch A.A. On paleogeography of the Lower Volga River region during the Late Pleistocene // 4th Intern. Conf. of UNESCO Programme 481 Dating Caspian Sea Level Change. Almaty, 2006. P. 119-120.
972. Yanina T.A., Svitoch A.A. Biostatigraphy of the Caspian neopleistocene / Quaternary stratigraphy and paleontology of the southern Russia: connections between Europe, Africa and Asia. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2010. C. 196-198.
973. Yanina T.A., Svitoch A.A., Wesselingh F.P. Biodiversity of the Caspian sea mollusks during last 10 ky / The Caspian re-

- gion: Environmental consequences of the climate change. M.: Faculty of Geography, 2010. C. 138-142.
974. Yanko-Hombach V., A. Gilbert, P. Dolukhanov. Controversy over the great flood hypothesis in the Black Sea in light of geological, paleontological, and archaeological evidence // *Quaternary International*, 2007, 167-168, pp. 91-113.
975. Yanko-Hombach V., Likhodedova O., Larchenkov E. Comparison of the sea fluctuations in the Atlantic Ocean, Mediterranean and Black Seas for the last 100 years // *INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies"*. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 182-186.
976. Yanko-Hombach V., Motnenko I. Pleistocene water intrusions from the Mediterranean and Caspian Seas into the Black Sea: Reconstructions based on foraminifera // *INQUA 501 Seventh Plenary Meeting and Field Trip "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies"*. Abstract volume. Odessa: Astroprint, 2011. Pp. 187-194.
977. Yelovicheva Y., Sanko A. Palinostratigraphy of the Poozerie Glaciation (Vistulian) in Belarus // *Geological Quarterly*. 1999. 43(2). Pp. 203-212.
978. Zazo C., Goy J.L., Aguirre E. Did strombus survive the Last Interglacial in the Western Mediterranean Sea? // *Mediterranea. Ser. geol.* 1984. N. 3. P. 131-137.
979. Zeuner F. *The Pleistocene period*. London, 1959. 447 c.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	3
Часть I. БИОСТРАТИГРАФИЯ	
1. Биостратиграфия неоплейстоцена Каспия	6
1.1. Природные условия региона и малакофауна Каспийского моря.....	6
1.2. Анализ малакофауны Каспийского региона.....	14
1.3. Биостратиграфия морского неоплейстоцена Каспия.....	69
2. Биостратиграфия неоплейстоцена Понта.....	83
2.1. Природные условия региона и малакофауна Азовского и Черного морей.....	83
2.2. Анализ малакофауны Черноморского региона.....	88
2.3. Биостратиграфия морского неоплейстоцена Понта.....	119
3. Биостратиграфия неоплейстоцена Маныча.....	129
3.1. Геолого-геоморфологическое строение и природные условия Манычской депрессии.....	129
3.2. Анализ малакофауны Манычской депрессии.....	131
3.3. Биостратиграфия неоплейстоцена Маныча.....	140
Часть II. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ	
4. Бассейны Понто-Каспия в неоплейстоцене.....	144
4.1. Бассейны Понто-Каспия в раннем неоплейстоцене.....	151
4.2. Бассейны Понто-Каспия в среднем неоплейстоцене.....	156
4.3. Бассейны Понто-Каспия в позднем неоплейстоцене.....	166
4.4. Бассейны Понто-Каспия в голоцене.....	185
4.5. Закономерности в развитии неоплейстоценовых бассейнов Понто-Каспия.....	197
4.6. Роль Манычского пролива в развитии бассейнов Понто-Каспия.....	203
Часть III КОРРЕЛЯЦИЯ	
5. Бассейны Понто-Каспия и ледниковые события на Русской равнине.....	206
5.1. Бассейны Каспия и ледниковые события на Русской равнине.....	206
5.2. Бассейны Понта и ледниковые события на Русской равнине.....	210
6. Неоплейстоценовые бассейны Понто-Каспия и колебания уровня Средиземного моря.....	213
Заключение.....	218
Литература.....	228

Научное издание

Т.А. Янина
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН ПОНТО-КАСПИЯ:
БИОСТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, КОРРЕЛЯЦИЯ

Оригинал-макет
Т.А. Янина

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту №12-05-07115

Формат 60x88/8
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Объем 33 п.л. Тираж 350 экз.

Издательский отдел географического факультета
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

Типография
Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова
117574 Москва, ул. Академика Хохлова, 11.
www.mgu-print.ru
Тел. +7(495) 939-2001