

снос обломочного материала в эту часть Кашмирской долины происходил со стороны Пир-Панджала. Это было вызвано возросшей тектонической активностью вдоль системы Главного пограничного разлома западнее Пир-Панджала и поднятием самого Пир-Панджала (Burbank, Johnson, 1982, 1983).

На севере Индии, в Сиваликских холмах Предгиматайской зоны, возраст выделяемых в плиоцен-плейстоценовой части разреза татрота, пинджора и валунных конгломератов остается не выясненным окончательно. М.В. Шастри (Sastri, 1981) предлагал коррелировать татрот с русцинием, пинджор с нижним—средним виллафранком, проведение неоген-четвертичной границы намечал в переходных слоях — пинджор — валунный конгломерат. Близкая к этому интерпретация верхнесиваликского разреза предложена на основании биостратиграфических и палеомагнитных исследований, согласно которым предполагалось, что пинджор не моложе нижней части эпохи Матуяма, а валунный конгломерат соответствует верхней части эпохи Матуяма (Azzaroli, Napoleone, 1982). Вместе с тем отсутствие полных палеомагнитных данных по валунным конгломератам пока не позволяет однозначно решить вопрос о том, проходит ли инверсия Матуяма-Брюнес в переходных слоях пинджор — валунный конгломерат или она находится значительно выше по разрезу (Додонов и др., 1979; Tandon et al., 1984). Иными словами, относятся ли валунные конгломераты к эоплейстоцену или раннему плейстоцену, остается неясным из палеомагнитных данных, однако, учитывая анализ геологических материалов и особенности соотношения валунных конгломератов с пинджором и с более молодыми отложениями аллювиальных террас, мы склоняемся к тому, что валунные конгломераты занимают эоплейстоценовый интервал шкалы. Для суждения о возрасте пинджора представляют интерес палеонтологические исследования, проведенные А. Нандой (Nanda, 1981), в соответствии с которыми установлено присутствие в пинджоре *Elephas hysudricus*, *Equus sivalensis*, *Leptobos*, *Bos*. К.Н. Прасад отмечал, что *Equus*, *Babalus*, *Hypselaphas*, фиксирующие начало плейстоцена<sup>1</sup> в разрезах верхнесиваликских отложений, появляются в слоях пинджора (Prasad, 1982). Он относил пинджор к раннему плейстоцену, а татрот — к позднему плиоцену.

В результате стратиграфических исследований в Северном Пакистане отмечалось, что фауна, характерная для татрота, находится в слоях, намагниченность которых указывает на эпоху Гильберт и верхи 5-й палеомагнитной эпохи. Однако вопрос о геохронологии татрота в Северном Пакистане остается дискуссионным. На основании палеомагнитных данных граница между док-патаном и татротом проводится в нижней части эпохи Гильберт — на рубеже 5,1 млн лет (Jahnsen et al., 1982). Вместе с тем имеет место и другая точка зрения, согласно которой татрот может быть значительно моложе (Bagy et al., 1982).

Верхнесиваликские отложения выше татрота в Северном Пакистане представлены преимущественно конгломератовыми толщами. Еще Х. де Терра и Т.Т. Патерсон (De Terra, Paterson, 1939) в районе Потварского плато различали три фации валунных конгломератов. Они отмечали условность выделения этих фаций и, кроме того, указывали на трудности при доказательстве их одновозрастности. На условность использования термина "валунный конгломерат" (*Bolder Conglomerate*) применительно к стратиграфическому описанию верхнесиваликских и послесиваликских отложений Потварского плато указывалось и в более поздних исследованиях (Gill, 1952; Rendell, 1984). При детальном картировании в долине р. Соан (Соанской синклинали) В.Д. Гилл различал собственно сиваликские конгломераты (*Sivalik Conglomerate*) и конгломераты лей (*Lei Conglomerate*). Сиваликские конгломераты В.Д. Гилл относил к верхнесиваликской группе и параллелизовал, хотя и не полностью, с пинджором; залегающие ниже бурые пес-

<sup>1</sup> Индийские геологи и палеонтологи в стратиграфический объем плейстоцена включали весь виллафранк.

чаники, переслаивающиеся с буровато-красными алевритами (общей мощностью 1000—1150 м), он относил к татроту. В центральной части Соанской синклинали мощность сиваликских конгломератов около 900 м. На сиваликских конгломератах с угловым несогласием, знаменующим перестройку палеорельефа и срезание верхнесиваликских отложений, залегают конгломераты лей. Мощность последних не более 100 м. Дата  $1,6 \pm 0,2$  млн лет по трекам пеплового слоя, находящегося внутри конгломератов лей, а также возраст двух пепловых слоев в верхнесиваликских отложениях, равный в целом 2,5 млн лет, позволяют принять возраст нижней границы конгломератов лей около 1,9 млн лет (Burbank, Reynolds, 1984). С этой границей как в Северном Пакистане, на Потварском плато, так и на севере Индии, в Кашмире, ассоциируется фаза тектогенеза. В Южном Таджикистане также фиксируется фаза диастрофизма на рубеже около 2 млн лет (Додонов, 1978).

Все это указывает на то, что крупные тектонические подвижки охватывали всю Центральную Азию, вызывая изменения в строении палеорельефа и условиях седиментации. Геологические и геохронологические данные по верхне- и после-сиваликским отложениям Потварского плато позволяют прийти к выводу об их вполне определенной корреляции с верхнеплиоцен-плейстоценовыми отложениями Южного Таджикистана. Так, сиваликские конгломераты (пинджор, в понимании В.Д. Гилла), вероятно, в значительной части сопоставимы с куруксайской свитой, а конгломераты лей — с кайрубакской свитой (см. рис. 1).

В Северном Китае неоген-четвертичная граница проводится по палеомагнитной инверсии Гаусс—Матуяма (2,48 млн лет), которая приходится на рубеж между нижним и верхним нихэванем. В лёссовых разрезах эта граница соответствует основанию лёссовой толщи (Liu Tung-sheng, Ding Meng-lin, 1982). Нихэваньские аллювиально-озерные отложения залегают на плиоценовых красных глинах. Начало формирования нихэваньских отложений отмечается, согласно палеомагнитным данным, в середине эпохи Гаусс (~3 млн л.н.). Верхнихэваньским субаквальным образованиям соответствует лёссовая толща учен. Возраст субаэральных образований учен рассматривается китайскими геологами в объеме палеомагнитной эпохи Матуяма, ниже эпизода Харамильо (Heller, Liu Tung-sheng, 1982). Эта толща представлена чередующимися между собой горизонтами красноцветных и красно-бурых палеопочв и горизонтами лёссов, содержащих карбонатные конкреции. Учитывая строение субаэральной толщи учен и ее палеомагнитную характеристику, с ней можно коррелировать эоплейстоценовые лёссово-почвенные образования Южного Таджикистана. Начало лёссовобразования на Лёссовом плато фиксируется с 2,4 млн л.н. (Чжан Цзунху, 1982). В Южном Таджикистане лёссы стали формироваться с 2 млн л.н., а в некоторых разрезах, например в Карамайдане, лёссы, переработанные почвами, зафиксированы на уровне 2,4 млн лет.

Более молодые толщи Лёссового плато Китая — лиши и малань — относятся китайскими исследователями соответственно к среднему и позднему плейстоцену (по европейской шкале). Граница перехода от лёссов учен к лёссам лиши, устанавливающаяся несколько ниже эпизода Харамильо, примерно по 1,1 млн л.н., принята в качестве границы между нижним и средним плейстоценом (Heller, Liu Tung-sheng, 1982). В толще лёссов лиши отчетливо выражены бурые и коричневые ископаемые почвы, разделенные горизонтами лёссов. При корреляции горизонтов палеопочв и лёссов в разрезах Южного Таджикистана и Лёссового плато Китая важную роль играет такой маркер, как инверсия Матуяма-Брюнес. Этот маркер позволяет установить количество ископаемых почв (или педокомплексов), сформировавшихся за последние 0,73 млн лет. В Лочуаньской скважине, вскрывающей лёссово-почвенный разрез, инверсия Матуяма-Брюнес определена на уровне 8-й погребенной почвы (Heller, Liu Tung-sheng, 1982). По другим разрезам, изученным на Лёссовом плато (разрезы Пинлян, Сифэн), зафиксировано,

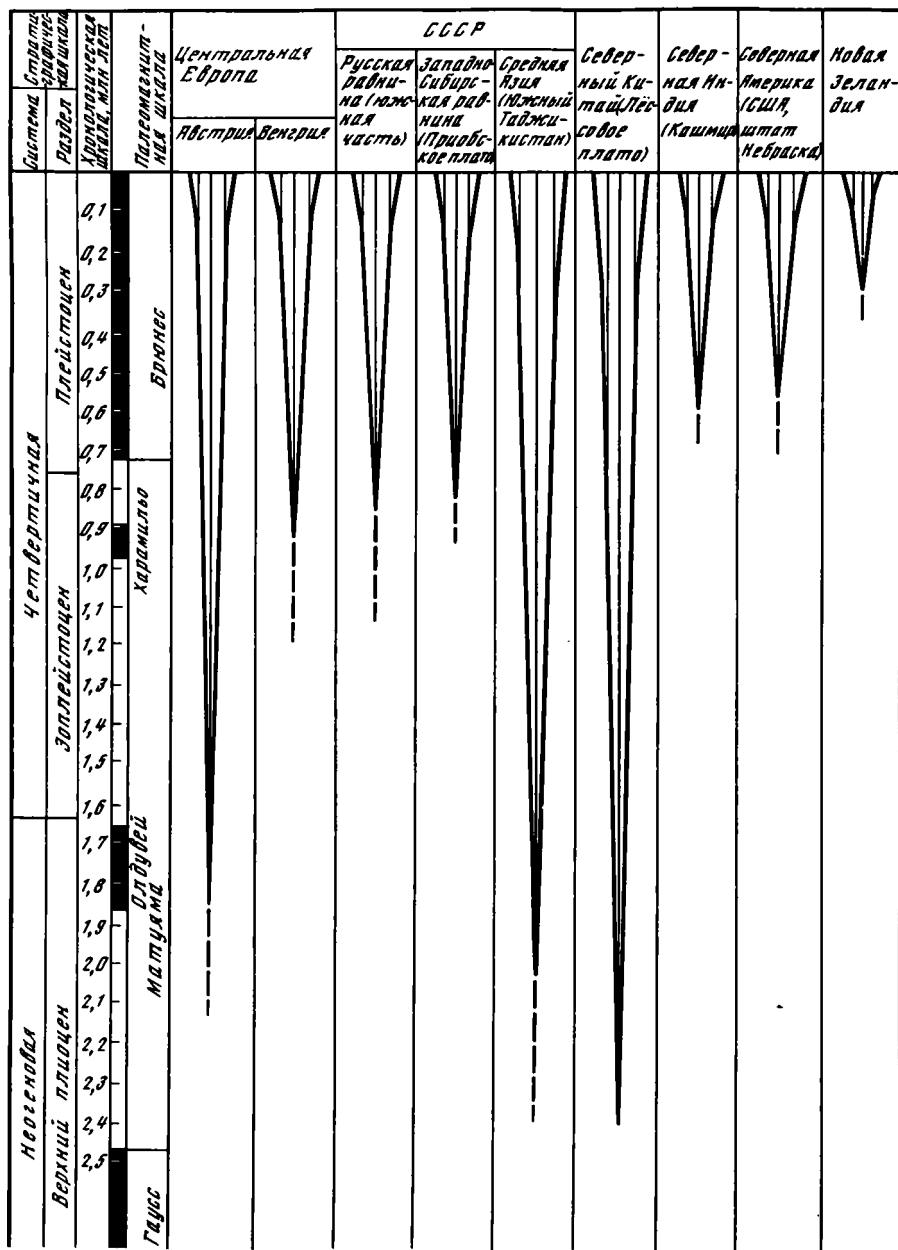


Рис. 2. Накопление лёссового материала в различных регионах земного шара

что в эпохе Брюнес заключено до девяти уровней почвообразования (Zhang Zonghu, 1984). Маланский лёсс венчает субазральный разрез и обычно рассматривается в интервале между 1-й ископаемой и современной почвами. В средней части маланского лёсса выделяется темноцветная палеопочва (Black soil), разделяющая маланский лёсс на нижний и верхний. Вопрос о возрасте маланского лёсса решается исследователями по-разному. Во многом это определяется тем, как датировать 1-ю ископаемую почву. Например, было предложено коррелировать 1-ю палеопочву разреза Лочуань с 5-м ярусом изотопно-кислородной шкалы

(Heller, Liu Tung-sheng, 1982; Лю Дуншен и др., 1984). В таком случае маланьский лёсс должен рассматриваться в возрастном интервале примерно от 75 тыс. л.н. до голоцена. В другом варианте 4-я, 3-я и 2-я палеопочвы Лочуаня коррелируют с 5-м ярусом изотопно-кислородной шкалы. (Liu Ze-chun, 1982). Это означает, что 1-я ископаемая почва может сопоставляться с интерстадиальными событиями эпохи последнего оледенения, а возраст маланьского лёсса, следовательно, еще моложе. Мы склоняемся больше к последнему варианту корреляции маланьского лёсса, причем не исключено, что именно маланьский лёсс (интервал между 1-й ископаемой и современной почвами) отвечает последнему ледниковому максимуму (18 тыс. л.н.).

В Северном Китае, в районе Пекина, намечается три тектоно-климатических цикла продолжительностью каждый около 1,2 млн лет (Wu Xihao, 1983). Границы этих циклов устанавливаются на возрастных рубежах 3,5; 2,4; 1,2 млн л.н.

При межрегиональной корреляции плейстоценовой лёссово-почвенной шкалы Южного Таджикистана со стратиграфическими схемами Северного Китая, Европейской территории СССР и Западной Европы, а также с изотопно-кислородной шкалой можно констатировать, что основные климатостратиграфические подразделения хорошо прослеживаются на соответствующих стратиграфических уровнях. Однако существуют неясные вопросы, особенно касающиеся корреляции климатостратиграфических горизонтов в нижней части эпохи Брюнес. В этом интервале шкалы нет достаточно надежных геохронологических данных. Кроме того, следует отметить, что неясности возникают в результате существования разных мнений в понимании стратиграфических объемов таких широко известных горизонтов, как кромер, гольштейн, зем. Вместе с тем, несмотря на эти трудно-решаемые вопросы, можно подметить и определенные закономерности. Например, инверсия Матуяма—Брюнес фиксируется, как правило, в горизонте, отражающем похолодание гляциального или стадиального типа. Последний межледниковый оптимум выделяется наиболее надежно, а в оценке его возраста мнения расходятся лишь в плане увеличения или уменьшения его стратиграфического объема. Заслуживает внимания также тот факт, что последний ледниковый максимум (18 тыс. лет) фиксируется во всех региональных стратиграфических шкалах Евразии как стадиал, которому в умеренных широтах соответствовало наибольшее похолодание, а в низких широтах аридных и семиаридных областей — наибольшее иссушение и континентализация климата, а также относительное похолодание.

Наконец, можно остановиться на результатах еще одной корреляции, касающейся начала этапа лёссовобразования в разных регионах. В лёссовых областях Евразии это событие произошло одновременно (рис. 2). При этом следует учитывать некоторую неполноту геохронологических данных, указывающих на возраст самых древних генераций лёссов, а также условность понимания древних, так называемых каменных, лёссов как образований, приравняваемых к плейстоценовым лёссам. Начало лёссовобразования можно рассматривать как геологический рубеж, свидетельствующий о наступлении континентального и аридного климата. Этот рубеж является важным палеогеографическим репером при анализе истории развития палеосреды четвертичного периода. Как показывают приведенные на рис. 2 данные о возрасте древних лёссов, условия, благоприятные для их формирования в той или иной части суши, создавались не одновременно, а в зависимости от темпов развития перигляциальных явлений и аридизации палеоклимата. Рубеж, с которого начиналось в каждом регионе образование лёссов, свидетельствует, по-видимому, о критическом иссушении и увеличении суровости палеоклимата. Возможно, действовали и другие факторы, играющие

<sup>1</sup> Литературные источники, в которых аргументирован возраст древних лёссов различных регионов, рассмотрены в другой работе автора (Додонов, 1985).

важную роль в накоплении лёссового материала, такие, например, как мобилизация мелкозема и близость его источников к лёссовым зонам, динамическое состояние атмосферы (эоловый генезис лёссов), наличие благоприятных условий для аккумуляции и консервации тонкопылеватого материала. Если принять самый ранний рубеж начала лёссообразования 2,4 млн л.н. (см. рис. 2), то, по-видимому, очень вероятно его корреляция с началом холодной стадии претиглия в Нидерландах (около 2,4 млн л.н.). Геохронологический рубеж 0,9—0,7 млн л.н., с которым ассоциируется начало или усиление накопления лёссового материала в ряде районов суши, по-видимому, также отражает значительный этап увеличения похолодания и аридизации палеоклимата.

Подводя итог корреляционных построений регионального и межрегионального масштабов, можно сделать следующие выводы. Во-первых, сравнительно короткие климатические ритмы типа оледенений и межледниковый (особенно эффективно их проявление в плейстоценовой части шкалы — последние 0,75 млн лет) находят хорошее отражение в большинстве региональных стратиграфических схем Евразии. По предварительным данным складывается впечатление, что развитие ледниковых и межледниковых событий в разных ландшафтных зонах происходит более или менее синхронно, хотя можно ожидать смещения начала или конца явлений, указывающих на усиление похолодания или потепления, примерно на величину в первые тысячи лет. Во-вторых, как показывает анализ стратиграфических и геотектонических материалов, фазы тектогенеза, определявшие главным образом границы между крупными литостратиграфическими комплексами пород, происходили, по-видимому, с некоторым временным смещением на величину в первые сотни тысяч лет. В-третьих, из анализа данных о начале лёссообразования в разных регионах выясняется значительная диахронность начального этапа этого процесса, достигающая 1 млн лет и более, т.е. имеет место явное несовпадение этапов развития адекватных геологических процессов, происходивших в разных поясах и ландшафтных зонах.

## ЛИТЕРАТУРА

- Агравал Д. П. Палеоклиматические изменения в позднем кайнозое в Кашмире // Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 1. С. 6.
- Додонов А. Е. Позднеплиоцен-четвертичный этап тектогенеза Таджикской депрессии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 10. С. 72—84.
- Додонов А. Е. Изучение лёссово-почвенных образований (по материалам XI конгресса ИНКВА) // XI конгресс ИНКВА: Итоги и перспективы. М.: Наука, 1985. С. 112—121.
- Додонов А. Е., Певзнер М. А., Пеньков А. М. Некоторые данные о геологическом строении и палеомагнетизме верхнеплиоцен-четвертичных отложений Северной и Центральной Индии // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1979. N 49. С. 105—116.
- Додонов А. Е., Пеньков А. В. Некоторые данные по стратиграфии водораздельных лёссов Таджикской депрессии (Южный Таджикистан) // Там же. 1977. N 47. С. 67—76.
- Додонов А. Е., Ранов В. А. Антропоген Средней Азии: стратиграфия, корреляция, палеолит // Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК. Секция С. 03. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 67—81.
- Кожевников А. В. Антропоген гор и предгорий. М.: Недра, 1985. 181 с.
- Лазаренко А. А., Пахомов М. М., Пеньков А. В. и др. О возможности климатостратиграфического расчленения лёссовой формации Средней Азии // Поздний кайнозой Северной Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1977. Т. 1. С. 70—132.
- Лю Дуншен, Дун Гуанжуан, Ан Чжишэн. Природная обстановка пустынных и лёссовых областей Китая в четвертичное время // Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК. Секция С. 03. Доклады. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 82—88.
- Мавлянов Н. Г., Касымов М. Р. Находки палеолитического орудия в разрезе Аркутсай предгорной части Каржантауского хребта // Узб. геол. журн. 1984. N 3. С. 66—67.
- Пеньков А. В., Гамов Л. Н., Додонов А. Е. Сводный палеомагнитный разрез верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений бассейна р. Кызылсу: (Южный Таджикистан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N 9. С. 33—43.
- Путеводитель экскурсии / Ред. А. Е. Додонов, Я. Р. Меламед, К. В. Никифорова. Международ. симпозиум по пробл. "Граница неогена и четвертич. системы". М.: Наука, 1977. 183 с.
- Чжан Цзунху. Литологический и стратиграфический анализ лёссовых разрезов Лёссового плато Китая // Тез. докл. XI конгр. ИНКВА. М., 1982. Т. 2. С. 323.

- Agrawal D.P., Krishnamurthy P.V., Kusungar S.* et al. Chronostratigraphy of loessic and lacustrine sediments in the Kashmir valley, India // *Acta geol. Acad. sci. hung.* 1979. Vol. 24, N 1/4. P. 185—196.
- Azzaroli A., Napoleone G.* Magnetostratigraphic investigation of the Upper Siwaliks near Pinjor // *Riv. ital. paleontol.* 1982. Vol. 87, N 4. P. 739—762.
- Badam G.L.* Pleistocene fauna of India. Pune; Press Kirfoskar, 1979. 250 p.
- Barry J.C., Lindsay E.H., Jacobs L.L.* A biostratigraphic zonation of the middle and upper Siwaliks of the Potwar plateau of northern Pakistan // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1982. Vol. 37, N 1. P. 95—130.
- Burbank D.W., Johnson G.D.* Intermontane basin development in the past 4 Myr in the northwest Himalaya // *Nature*. 1982. Vol. 298, N 5873. P. 432—436.
- Burbank D.W., Johnson G.D.* The late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Intermontane basin, northwestern Himalaya // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1983. Vol. 43. P. 205—235.
- Burbank D.W., Reynolds R.G.H.* Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan for deep // *Nature*. 1984. Vol. 311, N 5982. P. 114—118.
- De Terra H., Paterson T.T.* Studies on the ice age in India and associated human cultures. Wash. (D.C.): Publ. Carn Inst., 1939. 354 p.
- Gill W.D.* The stratigraphy of the Siwalik series in the northern Potwar, Punjab, Pakistan // *Quart. J. Geol. Soc. London*. 1952. Vol. 107(4), N 428. P. 375—394.
- Heller F., Liu Tung-sheng.* Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China // *Nature*. 1982. Vol. 300, N 5891. P. 431—433.
- Johnson G.D., Zeitler P., Naeser C.W.* et al. The occurrence and fission-trackages of late Neogene and Quaternary volcanic sediments, Siwalik group, Northern Pakistan // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1982. Vol. 37, N 1. P. 63—93.
- Liu Tung-sheng, Ding Meng-lin.* Pleistocene stratigraphy and Plio-Pleistocene boundary in China // *Quaternary geology and environment of China*. Beijing: China Ocean press, 1982. P. 1—6.
- Liu Zechun.* Climatostratigraphy of the sediments in the Peking man's cave // *Ibid.* 1982. P. 25—31.
- Nanda A.C.* Occurrence of the pre-Pinjor beds in the vicinity of Chandigarh // *Neogene-Quaternary boundary field conf., India*. 1979: Proc. Calcutta, 1981. P. 113—116.
- Prasad K.N.* Studies on Neogene/Quaternary boundary in India and adjacent countries // *Proc. Kon. ned. akad. wetensch. B.* 1982. Vol. 25, N 4. P. 455—462.
- Rendell H.* Pleistocene sequence in the Soan valley, northern Pakistan // *South Asian archaeology*, 1981. Cambridge: Univ. press, 1984. N 34. P. 3—9.
- Sastry M.V.A.* Status of Neogene-Quaternary boundary in India // *Neogene/Quaternary boundary field conf., India*, 1979: Proc. Calcutta, 1981. P. 1—4.
- Tandon S.K., Kumar R., Koyama M., Niitsuma N.* Magnetic polarity stratigraphy of the Upper Siwalik subgroup, east of Chandigarh, Punjab Sub-Himalaya, India // *Yb. Geol. Soc. India*. 1984. Vol. 25, N 1. P. 45—55.
- Wu Xihao.* The Quaternary glaciations and the tectono-climatic cycles in the Beijing area // *Mar. geol. and Quatern. geol.* 1983. Vol. 3, N 2. P. 120—121.
- Zhang Zonghu.* Lithological and stratigraphical analysis on loess profiles of the Loess Plateau in China // *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*. Budapest, 1984. P. 259—270.

УДК 550.93

Х.А. АРСЛАНОВ, Н.В. ЛОКШИН, А.В. МАМЕДОВ, Б.Д. АЛЕСКЕРОВ,  
С.А. ГЕРАСИМОВА, Н.И. ТЕРТЫЧНЫЙ, Т.В. ТЕРТЫЧНАЯ, С.Б. ЧЕРНОВ  
**О ВОЗРАСТЕ ХАЗАРСКИХ, ХВАЛЫНСКИХ  
И НОВОКАСПИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАСПИЙСКОГО МОРЯ**  
(по данным радиоуглеродного и ураново-иониевого методов)

Ранее нами были опубликованы данные по геохронологии хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений, основанные на результатах датирования раковин моллюсков радиоуглеродным и ураново-иониевым методами (Арсланов и др. 1978).

Для дальнейшего обоснования и детализации хронологии трансгрессивных стадий Каспия авторы настоящей статьи произвели дополнительный отбор проб раковин моллюсков из хазарских, хвалынских и новокаспийских отложений в Куринской низменности, в Северо-Восточном Азербайджане и на Апшеронском полуострове. С целью исключения переотложенных раковин на датирование были отобраны руководящие и массовые виды раковин, состав которых непосредственно на разрезах был палеонтологически определен Э.М. Асадуллаевым. Им же выполнены определения полного состава встречаемой в разрезах конхилиофауны и осуществлена идентификация изучаемых отложений на основе комплекса фауны. Датирование образцов раковин моллюсков из ранне- и позднехазарских отложений проводилось нами при помощи ураново-иониевого метода, из хвалынских и новокаспийских отложений — ураново-иониевым и радиоуглеродным методами. Для выявления возможности датирования радиоуглеродным методом древних образцов раковин моллюсков в методических целях проводилось параллельное датирование радиоуглеродным методом заведомо древних, запредельных для этого метода раковин из хазарских отложений.

Для обнаружения загрязнения раковин посторонним углеродом, ураном и ионием датирование образцов обоими методами проводилось по внешнему и внутреннему слоям раковин. Поверхностный слой (30% от веса раковин) удалялся растворением азотной кислотой. Значительная часть изученных образцов раковин удовлетворяла предъявляемым к ним требованиям (критериям надежности), приводимым в работе (Арсланов, Тертычный и др., 1976). Однако тонкостенные раковины *Didacna paralella* (обр. ЛУ-490 и образцы ЛУ-484, 485, 488), имеющие повышенное содержание урана —  $(\sim 19-21) \cdot 10^{-6}$  г на 1 г образца, — не соответствуют предъявляемым требованиям и полученные датировки из-за большой вероятности привноса карбонатов и урана грунтовыми водами следует считать лишь минимальными.

Химическая подготовка проб и измерения проводились по ранее опубликованным методикам (Арсланов, 1972; Арсланов, Локшин и др., 1976). При вычислении возраста период полураспада  $^{14}\text{C}$  принимался равным  $5568 \pm 30$  лет,  $^{230}\text{Th}$  —  $75200 \pm 1600$  лет. Датирование образцов проводилось в лаборатории геохронологии НИИ географии Ленинградского университета. Выбор конкретных разрезов для датирования, их геолого-геоморфологическая характеристика осуществлены А.В. Мамедовым и Б.Д. Алескервым (Институт географии АН АзССР).

## РАННЕХАЗАРСКИЕ (ГЮРГЯНСКИЕ) ОТЛОЖЕНИЯ

Все три изученных разреза раннехазарских отложений расположены в Куринской низменности.

ЛУ-487 А<sup>1</sup>

≥ 300 000

Раковины моллюсков *Didacna cristata* и *D. guzhencevi* с глубины 1 м из средней части слоя глины в обнажении на юго-западном склоне хр. Малый Харамы, в овраге Узундере, в 3 км севернее ст. Мунганли (близ г. Али-Байрамлы). Поверхность обнажения имеет абс. отметку 50 м. Датированный слой, по определению Э.М. Асадуллаева, содержит типично раннехазарский вид дидакн — *Didacna guzhencevi* (Asad.). Нижнехазарские отложения здесь подстилают дислоцированные под углом до 80° слои бакинского горизонта, которые содержат *Didacna carditoides* Andr., *D. eulachia* (Bog.) Fed. и другие виды бакинской фауны.

ЛУ-489 А

≥ 300 000

ЛУ-489 В

≥ 300 000

Раковины моллюсков *Didacna paleotrigonoides* Fed. и *D. pallasii* Prav. с глубины 0,5 м из отложений террасы абс. высотой 50 м на оконечности юго-западного склона хр. Малый Харамы. Терраса, сложенная ракушками и песками общей мощностью 2,5—3 м, срезает дислоцированные слои апшеронского яруса. Перечисленный комплекс фауны характерен для нижнехазарских отложений.

ЛУ-478 А ≥ 300 000 (<sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U) 28 410 ± 640 (<sup>14</sup>C)

ЛУ-478 В ≥ 300 000 (<sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U) 30 800 ± 480 (<sup>14</sup>C)

Раковины моллюсков *Didacna subpyramidata* и *D. stassa* с глубины 0,4—0,8 м в обнажении в 5 км к юго-востоку от г. Али-Байрамлы. Поверхность обнажения имеет абс. отметку около 0 м. Датированный слой — глина зеленовато-серая мощностью 0,8 м — содержит типично нижнехазарскую фауну: *Didacna subpyramidata*, *D. pallasii*. Слой подстилается отложениями ракушняка того же возраста мощностью 3,7 м.

В дополнение к перечисленным датировкам приведем результаты определения возраста раковин *Didacna pravoslavlevi*, отобранных Л.Н. Невеской в 1953 г. на южном крыле хр. Чокрак, п-ов Челекен (обр. 117). Слой с фауной Л.Н. Невеская относит к хазарскому времени. Образец для датирования предоставлен В.Л. Яхимович (Плейстоцен..., 1986). Возраст этого образца по ураново-иониевому методу: ЛУ-831 А ≥ 200 000 лет, ЛУ-831 В ≥ 200 000 лет.

Согласно П.В. Федорову (1972, 1983), в раннехазарское время следует выделить три основные трансгрессии Каспия: ранняя нижнехазарская (палеосингильская), средняя нижнехазарская (сингильская) и поздняя нижнехазарская (косожская). По его мнению, на Кавказском побережье Каспия им соответствуют террасы, приподнятые соответственно до абс. отметок 160—170 м, 120—130 и 85—90 м. Ю.М. Васильев (1980, 1984) в раннем хазаре выделяет две трансгрессии: первая раннехазарская и вторая раннехазарская (косожская). К.А. Ализаде и др. (1977) на склонах предгорий Северо-Восточного Азербайджана выделяют несколько раннехазарских террас на абс. высотах 80—190 м. О.К. Леонтьев и др. (1976) на Дагестанском побережье к раннехазарскому времени относят только две террасы, находящиеся на абс. отметках 145—150 и 170 м, а более низкие террасы (80—85 м, 100—105 и 120—130 м), содержащие верхнехазарские формы *Didacna sugachanica* Andr., *D. nalivkini* Wass., они относят к позднехазарскому времени. Однако на основании анализа конхилиофауны Т.А. Янина (1983) к раннехазарским отложениям относит террасы, развитые на абс. отметках 120—130 и 100—105 м, а к позднехазарскому времени — лишь террасы, поверхность которых имеет

<sup>1</sup> А — внешняя фракция раковин, В — внутренняя фракция.



абс. высоты 80—85 и 45—50 м. Максимальный уровень моря во время раннехазарской трансгрессии, по данным разных авторов, составляет от 4 до 20 м абс. высоты (Леонтьев и др., 1976; Шадрухин, Токаревский, 1985). Этот уровень также определялся высотой порога в долине Маныча, через который происходил слив вод раннехазарского моря в Азово-Черноморский бассейн (Васильев, 1984).

Ранее датированные отложения ( $\geq 300$  тыс. лет) в разрезе Ханалы—Кышлак (Кобыстан) П.В. Федоровым на основании анализа фауны были отнесены к верхнему баку, а отложения разреза Коби на Апшеронском полуострове — к низам раннего хазара или урунджикскому горизонту (Арсланов и др., 1978). Рассматриваемые в этой работе разрез Ачи-су в Дагестане и три нижнехазарских разреза в Куринской депрессии с возрастом  $\geq 300$  тыс. лет, судя по комплексу типичных раннехазарских раковин моллюсков, относятся к ранне-нижнехазарской (палеосингильской) и средне-нижнехазарской (сингильской) трансгрессиям по классификации П.В. Федорова (1972, 1983), которым соответствует первая раннехазарская трансгрессия в Северном Прикаспии (Васильев, 1980, 1984). Как уже отмечалось, на Кавказском побережье разные исследователи неоднозначно датируют отложения террасы высотой 85—90 м. Поэтому на данном этапе исследований трудно определить, какая терраса на Кавказе соответствует козожским слоям в Северном Прикаспии, содержащим остатки хазарской (волжской) фауны млекопитающих. Ю.М. Васильев считает, что ранняя (сингильская) и поздняя (козожская) трансгрессии раннехазарского времени предшествуют днепровскому оледенению, поскольку кровля хазарских отложений на Нижней Волге и в Заволжье нарушена псевдоморфозами по ледяным жилам и прочими криогенными текстурами, обусловленными максимальным в среднем плейстоцене днепровским оледенением. Возраст днепровского оледенения, соответствующего 8-му изотопному ярусу океанической шкалы (Никифорова и др., 1984), датируется в интервале 279—244 тыс. л.н. (Morley, Haas, 1981).

Полученные древние значения возраста ( $\geq 300$  тыс. лет) свидетельствуют о том, что датированные раннехазарские отложения действительно являются более древними, чем отложения днепровского оледенения. Приведенные геохронологические результаты согласуются с представлениями многих исследователей о синхронности сингильских слоев раннехазарской трансгрессии с ливинскими отложениями. В то же время актуальной геохронологической задачей в настоящее время является датирование раковин моллюсков из козожских (черноярских) слоев на Нижней Волге.

#### ПОЗДНЕХАЗАРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Азербайджане и Дагестане, по данным ряда исследователей, более высокая позднехазарская терраса приподнята до абс. отметок 75—85 м, более низкая — до 40—50 м (Ширинов, 1973; Леонтьев и др., 1976; Янина, 1983). Большинство исследователей считают, что уровень позднехазарского моря не превышал 0 м абс. высоты (Леонтьев и др., 1976; Федоров, 1983; Шадрухин, Токаревский, 1985).

Позднехазарские отложения ранее были продатированы ураново-иониевым методом в известном разрезе на правом берегу р. Шура-Озень, у северо-западной окраины аула Шамжад-Термен ДагАССР (Арсланов и др., 1978). По руководящему виду раковин *Didacna surachanica* Andr. были получены датировки  $76000 \pm 4000$  (ЛУ-432 В) и  $81000 \pm 2000$  лет (ЛУ-400 В). Недавно нами проведено повторное датирование раковин того же вида из той же партии отбора. Для внешней фракции получена датировка  $63000 \pm 2100$  л.н. (ЛУ-823 А), для внутренней —  $78400 \pm 2600$  лет (ЛУ-823).

ЛУ-480 А      $97000 \pm 3000$  ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ )  $31900 \pm 720$  ( $^{14}\text{C}$ )  
 ЛУ-480 В      $87000 \pm 2000$  ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ )

Раковины верхнехазарских моллюсков *Didacna rugamidata*, *D. crassa nalivekini* Wass. взяты с глубины 0,5—0,6 м в обнажении в 5 км к юго-востоку от г. Али-Байрамлы. Местность имеет абс. отметку около 0 м. Разрез вскрывает морские отложения мощностью 1,5—2,0 м, представленные глинами (0,6 м), ракушняками (0,5 м) — датруемый слой — и песками (0,5—1 м).

ЛУ-474 А  $29\,000 \pm 480$  ( $^{14}\text{C}$ )  
ЛУ-474 В  $87\,600 \pm 4100$  ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ )  $\geq 35910$  ( $^{14}\text{C}$ )

Раковины моллюсков *Didacna rugamidata*, *D. crassa nalivekini* Wass. с глубины 2,5 м из обнажения в 150—200 м к юго-востоку от с. Хаджи-Кайраманлы на левом склоне отводного канала Али-Байрамлинской ТЭЦ. Абс. отметка поверхности обнажения около 0 м. В разрезе вскрывается толща мощностью 4,5 м, представленная сверху вниз почвенно-суглинистыми образованиями (2,5 м) и ракушняком (2 м), содержащим вышеперечисленные виды типично верхнехазарской фауны.

ЛУ-486 А  $88\,800 \pm 3600$

Раковины моллюсков дидакн с глубины 0,5—0,6 м из террасовых отложений с абс. отметкой 52 м в 1—1,5 км к северо-востоку от с. Хаджи-Кайраманлы в 300 м западнее горы Кюрювдаг. Терраса сложена ракушняками (5 м) и песками (0,3—0,4 м). Датруемый слой ракушняка (5 м) содержит фауну *Didacna incrassata* Bog., *D. praetrigonoides* Nal., *D. nalivekini* Wass., что позволяет отнести его к верхнему хазару.

Приведенный перечень дополним датировкой раковин моллюсков *Didacna rosuqelica* из коллекции Л.А. Невеской (разрез Роз-Парсу-гель, п-ов Челекен). Ею раковины датированы хазарским временем. Образец предоставлен для датирования В.Л. Яхимович (Плейстоцен..., 1986). Получены значения возраста: ЛУ-830 А  $100\,000 \pm 3500$  лет, ЛУ-830 В  $85\,000 \pm 2800$  лет.

Перечисленные датировки хазарских отложений получены по раковинам моллюсков, удовлетворяющим определенным требованиям по физическим и радиохимическим критериям (Арсланов, Тертычный и др., 1976). Поэтому датировки этих образцов могут считаться приемлемыми. Однако жестким требованиям удовлетворяют далеко не все датруемые образцы раковин. Например, три образца типично позднехазарских раковин из отложений Апшеронского полуострова содержали высокую концентрацию урана —  $(18,9—20,8) \cdot 10^{-6}$  г/г раковин, что в 5—10 раз больше обычно наблюдаемой концентрации в ископаемых раковинах моллюсков. Такие образцы, как правило, дают резко заниженный возраст, что свидетельствует о более позднем привносе урана в образец грунтовыми водами. Четвертый образец позднехазарских раковин имел несколько завышенную концентрацию урана ( $7 \cdot 10^{-6}$  г/ U/г раковин) и содержал даже во внутренней фракции изотоп  $^{232}\text{Th}$ , что является признаком миграции изотопов тория. По указанным двум признакам нижеперечисленные четыре образца позднехазарских раковин не удовлетворяют условиям метода, и датировки являются минимальными.

1. Отложения террасы высотой 40—45 м у третьего промысла управления "Лениннефть" на правой стороне шоссе; терраса сложена чередованием ракушняков и песков (видимая мощность 6 м). Для раковин *Didacna surachanica* Andr. с глубины 1,4—1,6 м получены датировки  $60\,000 \pm 3000$  (ЛУ-485 А) и  $50\,000 \pm 2800$  лет (ЛУ-485 В).

2. Раковины моллюсков *Didacna surachanica* Andr., *D. nalivekini* Wass., *D. vulgaris* Andr. с глубины 0,6—1 м из террасы высотой 70—80 м над Каспием у северо-восточной окраины пос. Сураханы. Терраса сложена чередованием песков и ракушняков. Для этих раковин получены датировки  $37\,800 \pm 1800$  (ЛУ-484 А) и  $36\,200 \pm 1600$  лет (ЛУ-484 В).

3. Раковины моллюсков *Didacna nalivekini* Wass., *D. vulgaris* Andr. с глубины 0,5—0,6 м из террасы высотой 40—45 м в 1—1,5 км к югу от с. Маштаги. Поверх-