

**ВОПРОСЫ
БИОСТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
ТУРКМЕНИСТАНА**

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ВОПРОСЫ БИОСТРАТИГРАФИИ И ГЕОЛОГИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ТУРКМЕНИСТАНА

Редакционная коллегия:

К. Н. Иомудский (главный редактор), *А. Г. Блискавка* (зам. главного редактора), *Ю. Б. Айзенберг*, *С. П. Вальбе*, *В. В. Джабарова* (отв. секретарь), *А. В. Дмитриев*, *М. К. Зайцев*, *Б. Т. Курбанов*, *А. Курбанмурадов*, *Г. И. Попов*, *З. Б. Хуснутдинов*.

УДК 56:551. 76/78 + 553. 981/982 + 556. 3 (575.4)

Настоящий сборник содержит ряд статей по двум направлениям региональных исследований территории Туркменистана. В разделе I освещаются вопросы биостратиграфии верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений. В разделе II рассматриваются различные вопросы геологического строения, истории развития и гидрогеологии нефтегазоносных областей.

Е. М. АРЗУМАНОВА

**СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ
РАСПРОСТРАНЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ИНОЦЕРАМИД
ТУРКМЕНИИ**

Верхнемеловые отложения на территории Туркмении имеют широкое развитие. Они выходят на дневную поверхность повсюду в зонах альпийской складчатости. Изучение верхнемеловых отложений как одного из звеньев мезозойского осадочного комплекса представляет большой практический интерес, так как с последними связаны месторождения полезных ископаемых (нефти, газа, серы, солей, ртути и др.).

Породы верхнего мела республики содержат богатую и разнообразную фауну ископаемых, среди которых доминирующее положение занимают остатки представителей семейства иноцерамид. Характерной особенностью данного семейства является их широкое распространение по всему верхнемеловому разрезу от сеноманского и до маастрихтского ярусов включительно. Вместе с тем иноцерамы многочисленны и, благодаря своему повсеместному распространению, являются той важной группой, на основании изучения которой в значительной степени разрабатывается зональная стратиграфия верхнемеловых отложений Туркмении. Стратиграфическое значение позднемерловых иноцерамов давно доказано со всей очевидностью в обширной мировой специальной литературе, что еще раз подтверждается и нашими работами.

Многолетнее исследование иноцерамов, а также изучение распределения их остатков в верхнемеловых отложениях показало, что подавляющее большинство изученных видов занимает строго определенное положение в разрезах, что обуславливает выделение ряда стратиграфически важных видов, объединяемых автором в несколько возрастных комплексов, последовательно сменяющих друг друга во времени.

В настоящей статье сделана попытка обобщить все сведения о территориальном и временном распространении 75 видов позднемерловых иноцерамов, известных в настоящее время с территории Туркмении.

Самым древним комплексом является сеноманский. Он включает в свой состав следующие виды: *Inoceramus crippsi* Mant., *In. scalprum* Boehm., *In. tenuis* Mant., *In. pictus* Sow., *In. virgatus* Schlüt., *In. камушлыensis* Arzum. sp. nov. (in msc.) и *In. ordinarius* Arzum. sp. nov. (in msc.). Первые четыре вида составляют в целом основное ядро сеноманского комплекса иноцерамов данной территории. Все они довольно часто встречаются в разрезах верхнего мела и представлены многочисленными экземплярами хорошей сохранности. Наиболее широко распространенным из перечисленных видов является *Inoceramus crippsi* Mant., который имеет планетарное распространение. Он встречается во всей сеноманской толще не только Туркмении (Туаркыр, Малый и Большой Балхан, Копет-Даг, Гяурс-Даг, Горный Бадхыз, Центральные Каракумы), но и других районов Советского Союза (Крым, Кавказ,

Волыно-Подольская плита, Карпаты, Западная Украина, Саратовское Поволжье, Мангышлак, Юго-Западный Дарваз). Данный вид отмечается, кроме того, на севере Сибири, Камчатки, в Анадырском крае и на Сахалине. Он указывается также в нерасчлененной альб-сеноманской толще Карпат. За пределами СССР *Inoceramus crispus* Mant. встречается в сеноманских отложениях Западной Европы (Англия, ФРГ, Румыния, Франция), Восточной Гренландии, Азии (Япония) и Австралии.

По сравнению с предыдущим видом *Inoceramus scalarum* Boehm имеет более ограниченный ареал распространения и в породах встречается не столь обильно. На территории Туркмении находки данного вида известны в сеноманском ярусе (чаще всего в его верхней части) Большого Балхана, Западного и Центрального Копет-Дага и Горного Бадхыза. Раковины этого вида находят далеко за пределами республики: на Мангышлаке, Северном Кавказе, в Крыму, Поволжье, на Западной Украине, Волыно-Подольской плите, в Анадырском крае и на Северо-Западной Камчатке. Присутствие *Inoceramus scalarum* Boehm в сеноманских отложениях отмечается также в Западной Европе: в Англии (зоны *Pecten asper* и *Holaster subglobosus*), Франции, ФРГ и Польше.

Inoceramus tenuis Mant. встречается преимущественно в верхней части сеноманских отложений Туаркыра, Малого Балхана, Копет-Дага, Горного Бадхыза, Крыма (нижний сеноман), Закавказья, Анадырского края и Северо-Западной Камчатки. За рубежом он констатируется в основном в сеномане большинства европейских стран. Лишь в Англии указывается из предположительно верхнеальбских отложений. Находки этого вида обнаружены также в эквивалентных отложениях Южной Америки (Перу) и Восточной Гренландии.

Inoceramus pictus Sow. известен в сеномане Западного Копет-Дага (зона *Acanthoceras rhotomagense*), Малого Балхана, Туаркыра, Мангышлака (верхний сеноман), Северного Кавказа (верхний сеноман), Русской платформы, Гиссарского хребта, низовьев р. Енисей. За границей встречается в сеномане Мадагаскара, ФРГ (от верхнего сеномана до низов верхнего турона включительно — слои *Lamarcki*) и в верхнем мелу Новой Каледонии.

Помимо рассмотренных видов в породах сеноманского возраста Туркмении распространен, хотя довольно и редко, мало известный вид *Inoceramus virgatus* Schlüt., который приурочен главным образом к верхнему сеноману (зона *Euomphaloceras euomphalum*) Западного Копет-Дага. Отмечается он также в верхнем сеномане Мадагаскара и ФРГ.

Наряду с вышеперечисленными видами иноцерамов, описанными в специальной литературе, в слабо сцементированных рыхлых песчаниках верхней части верхнего сеномана (зона *Acanthoceras rhotomagense*) Западного Копет-Дага автором были обнаружены многочисленные и отлично сохранившиеся ядра довольно оригинальных иноцерамов, образующих в породе сплошные скопления — «банки». Эти ядра были выделены в два новых вида: *Inoceramus kamyschlyensis** Arzum. sp. nov. (in msc.) и *Inoceramus ordinaris* Arzum. sp. nov. (in msc.).

С началом туронского времени в иноцерамовом комплексе Туркмении наблюдается полная смена его видового состава. Ассоциация иноцерамов коренным образом обновляется. Ни один из сеноманских форм не переходит в вышележащие отложения, которые по сравнению с подстилающими породами более обильны остатками иноцерамов как в количественном, так и в видовом отношении. Однако следует указать, что в распределении остатков этих организмов по разрезу отмечается

* Этот новый вид и все последующие эндемичные виды описаны в «Атласе поздне-меловых ископаемых Туркмении», который выйдет из печати в ближайший год.

крайняя неравномерность, в связи с чем представляется возможным выделить три самостоятельных комплекса иноцерамов, каждый из которых четко характеризует лишь определенный интервал стратиграфической шкалы.

Первый комплекс приурочен к нижнему туруну (зона *Inoceramus labiatus*) и отличается обедненным составом видов. Он представлен четырьмя формами, две из которых описаны с рассматриваемой площади и выделены как эндемичные. Это *Inoceramus labiatus* (Schloth.), *In. hercynicus* Petr., *In. barsliensis* Atab., *In. amudariensis* Arkh.

Inoceramus labiatus (Schloth.) имеет глобальное распространение. В пределах исследованной области его остатки обнаружены в нижнем туроне Туаркыра, Копет-Дага, Гяурс-Дага, Центральном Каракумов, Горного Бадхыза и Гаурдак-Кугитанга. В последних трех районах он представлен обильно, и его раковины образуют сплошные скопления, нередко являясь порообразующим материалом. Близкие формы *Inoceramus labiatus* (Schloth.) встречаются и в Приамударьинских районах (*Inoceramus labiatus* Arkh., non Schloth.).

В других пунктах Советского Союза *Inoceramus labiatus* (Schloth.) зафиксирован на Мангышлаке, Северном Кавказе, в Крыму, Закавказье, на Русской платформе, Вольно-Подольской плите, в Гиссарском хребте, Таджикской депрессии, Юго-Западном Дарвазе, Западной и Северной Сибири. Здесь он приурочен повсеместно к одному и тому же стратиграфическому уровню, что позволяет рассматривать его в качестве зонального вида—индекса. Однако в литературе имеются указания относительно находки данного вида и в более высоких стратиграфических горизонтах верхнего мела. В частности, С. А. Добровым и М. М. Павловой (1959) найдены остатки этого вида в нижнеконьякских отложениях Дагестана. *Inoceramus labiatus* (Schloth.) широко известен за границей. Как зональный вид он указывается в нижне-турунских отложениях многих стран Западной Европы, Азии, Северной и Южной Америки, Северной Африки и Мадагаскара.

Одним из характерных видов нижнего турона является *Inoceramus hercynicus* Petr., который зачастую встречается совместно с *Inoceramus labiatus* (Schloth.). У нас его находят на Туаркыре, в Центральном Копет-Даге, Гяурс-Даге, Горном Бадхызе, Гаурдак-Кугитанге, в Крыму, Закавказье, на Русской платформе и Мангышлаке. В Западной Европе он отмечается в ФРГ, Чехословакии и Польше; известен также в Центральной Америке и Мексике.

Следующий вид *Inoceramus barsliensis* Atab. впервые выделен и описан А. А. Атабекиным (1968) в слоях с *Inoceramus labiatus* (Schloth.) нижнего турона Западного Копет-Дага.

Что же касается *Inoceramus amudariensis* Arkh., то здесь следует отметить, что этот вид встречается главным образом в разновозрастных отложениях Восточной Туркмении.

С началом верхнетурунского времени наблюдается полная смена видового состава иноцерамов. Количество видов резко возрастает. Для этой эпохи характерными становятся *Inoceramus apicalis* Woods, *In. falcatus* Heinz, *In. securiformis* Heinz, *In. undulatus* Mant., *In. cuvieri* Mant., *In. inaequalis* Schlüt., *In. interruptus* Schm., *In. saxonicus* Petr., *In. posidonomyaformis* Maury, *In. carpathicus* Sim., *In. badkhyssensis* Arzum. sp. nov. (in msc.) и *In. rakhmatuensis* Arzum. sp. nov. (in msc.), составляющие в совокупности второй комплекс иноцерамов, распространенных в нижней части верхнего турона и характерных для зоны *Inoceramus apicalis*.

Inoceramus apicalis Woods на территории Туркмении встречается в нижней части верхнего турона (зона *Inoceramus apicalis*) Туаркыра, Копет-Дага, Малого Балхана и Горного Бадхыза. На остальной площа-

ли Советского Союза из того же стратиграфического интервала он известен на Северном Кавказе, в Крыму (верхний турон), Закавказье, Донецком бассейне (верхний турон), на Волыно-Подольской плите и в Галицко-Волинской впадине. В других пунктах земного шара *Inoceramus apicalis* Woods типичен для турона ФРГ и ГДР (зоны *Inoceramus lamarcki* и *Scaphites geinitzi*), Англии (зоны *Rhynchonella cuvieri*, *Terebratulina lata* и *Holaster planus*), Польши (зоны *Scaphites geinitzi*) и Западной Канады (зона *Collignoniceras woolgari*).

В той же зоне *Inoceramus apicalis* Туаркыра, Западного и Центрального Копет-Дага, Северного Кавказа и Крыма встречается другой вид *Inoceramus falcatus* Heinz, который известен в зоне *Holaster planus* Англии и в лонебургском разрезе (зоны *Inoceramus lamarcki* и *Scaphites geinitzi*) ФРГ.

В разрезах верхнего турона Туаркыра, всего Копет-Дага и Горного Бадхыза довольно часты находки *Inoceramus securiformis* Heinz, которые приурочены главным образом к зоне *Inoceramus apicalis*. Это обстоятельство дает право рассматривать данный вид в качестве контролирующего для упомянутой зоны всей указанной обширной горной территории Туркмении.

На территории Копет-Дага широко распространены ядра *Inoceramus cuvieri* Mant. и *Inoceramus undulatus* Mant. Типичные представители этих двух видов указываются здесь из зоны *Inoceramus apicalis*. Близкие к ним формы встречаются также в вышележащей зоне *Nurphantoceras reussianum*. Кроме того, *Inoceramus cuvieri* известен из нижней зоны верхнего турона Гяурс-Дага, а *Inoceramus undulatus* Mant. — из зоны *Nurphantoceras reussianum* Туаркыра. Первый из названных видов отмечается главным образом в верхнем туроне Закавказья, Крыма, Русской платформы и Волыно-Подольской плиты. Вне СССР этот вид известен в среднем и верхнем туроне ФРГ, в среднем туроне Англии (зона *Terebratulina lata*), в туроне Польши, Гренландии и в туроне-нижнем коньяке Северной Америки (Аляска). Распространение *Inoceramus undulatus* Mant. ограничивается низами верхнего турона ФРГ и верхним туроном Англии.

В западной части Копет-Дага нередки находки *Inoceramus inaequivalvis* Schlüt. и *Inoceramus posidonomyaformis* Maury, которые приурочены в основном к зоне *Inoceramus apicalis*. *Inoceramus inaequivalvis* Schlüt. встречается также в зоне *Inoceramus lamarcki* и в нижней части зоны *Scaphites geinitzi* ФРГ и ГДР, в верхнем туроне Польши и в низах верхнего турона (*lamarcki-Schichten*) Мадагаскара. Второй вид распространен в нижнем туроне Польши, в сеномане (?)-коньяке Восточной Бразилии (штат Сержиши) и в одновозрастных слоях Колумбии.

Inoceramus interruptus Schm. к настоящему времени зафиксирован лишь в трех пунктах Советского Союза: в верхнем туроне Горного Бадхыза (зона *Inoceramus apicalis*), Гяурс-Дага и в верхнем туроне-коньяке нижнего течения р. Енисей.

Inoceramus saxonicus Petr., впервые описанный В. Петрашеком (Petrascheck, 1903) из ФРГ (Unterturoner Quader), в нашей коллекции известен из зоны *Inoceramus apicalis* Горного Бадхыза. Весьма ограниченный ареал распространения данного вида на исследуемой территории и единичные находки делают его малоинтересным с точки зрения стратиграфической значимости.

Inoceramus carpathicus Sim. известен из Западного Копет-Дага (зона *Inoceramus apicalis*), Туаркыра и Горного Бадхыза (зона *Nurphantoceras reussianum*), турона Кавказа, Южных Карпат и ФРГ.

Наряду с рассмотренными видами иноцерамов в зоне *Inoceramus apicalis* Копет-Дага, Малого Балхана и Горного Бадхыза встречаются два эндемичных вида: *Inoceramus rakhmaturensis* Arzum. sp. nov. (in

msc.) и *Inoceramus badkhyensis* Arzum. sp. nov. (in msc.). Первый из них в пределах Туркмении развит в нижней части верхнего турона перечисленных районов. Частые находки этого иноцерама в местных разрезах и повсеместная приуроченность к зоне *Inoceramus aricalis* позволяют рассматривать его в качестве характерного вида для указанной выше зоны. *Inoceramus badkhyensis* Arzum. sp. nov. (in msc.) определен автором из того же стратиграфического интервала Горного Бадхыза, что и предыдущий вид, но как возрастной показатель не представляет в настоящее время практического интереса.

Следующий комплекс иноцерамов четко выделяется в самой верхней части верхнего турона в зоне *Huphantoceras reussianum*. В отличие от предыдущих комплексов он характеризуется разнообразием видового состава, многочисленностью особей и появлением ряда новых видов. Этот комплекс составляют *Inoceramus woodsi* Boehm, *In. striatoconcentricus* Gümb., *In. annulatus* Goldf., *In. turkmenensis* Arzum. sp. nov. (in msc.), *In. alievi* Arzum. sp. nov. (in msc.), *In. lepidus* Arzum. и *In. pavlovae* Arzum.

Inoceramus woodsi Boehm обнаружен в зоне *Huphantoceras reussianum* Копет-Дага, Туаркыра, в туроне Северного Кавказа, в верхнем туроне Западной Украины, Гиссарского хребта, в верхнем турон-нижнем коньяке Закавказья и Мангышлака. Близкие этому виду формы (*Inoceramus* aff. *woodsi* Boehm) найдены в верхнетуронских-нижнеконьякских породах Восточной Сибири. Вне СССР — средний и верхний турон Западной Европы: ФРГ (слои Scaphiten) и Англия (зона *Holaster planus*).

Inoceramus striatoconcentricus Gümb. характерен для зоны *Huphantoceras reussianum* Копет-Дага, верхнего турона Горного Бадхыза, Малого Балхана, Туаркыра, Мангышлака, Северного Кавказа, Малого Кавказа, Крыма, Западной Украины и Русской платформы. За границей встречается в нижней части верхнего турона Азии, Африки, Южной Америки и в верхнем туроне (зона *Scaphites geinitzi*) ФРГ.

В единичных экземплярах из той же зоны Горного Бадхыза и Центрального Копет-Дага обнаружен *Inoceramus annulatus* Goldf., который в пределах Центрального Копет-Дага указывается уже из всего верхнего турона, а на Волыно-Подольской плите зафиксирован в верхнетуронских-коньякских отложениях. Примерно из того же стратиграфического уровня он отмечается в Западной Европе: в ФРГ (зона *Inoceramus lamarski*), в Польше, Чехословакии и Англии (коньяк).

Inoceramus turkmenensis Arzum. sp. nov. (in msc.), *In. alievi* Arzum. sp. nov. (in msc.), *In. pavlovae* Arzum., *In. lepidus* Arzum. во всех изученных разрезах Копет-Дага, Малого Балхана и Горного Бадхыза приурочены исключительно к светло-серым известнякам и глинистым известнякам зоны *Huphantoceras reussianum*, образующим в обнажении отчетливо выраженную плотную гривку. Несмотря на то, что эти виды являются новыми, два из них — *Inoceramus turkmenensis* Arzum. sp. nov. (in msc.) и *In. alievi* Arzum. sp. nov. (in msc.) могут служить местными стратиграфическими коррелятивами, т. к. прослеживаются на довольно большой площади (Малый Балхан, Копет-Даг, Горный Бадхыз) и распространение их ограничивается лишь одной зоной *Huphantoceras reussianum*. Эти виды представлены многочисленными экземплярами и легко обнаруживаются в породе. Два других вида — *Inoceramus pavlovae* Arzum. и *In. lepidus* Arzum. имеют более ограниченное территориальное распространение: первый найден в Горном Бадхызе, второй — в Западном и Восточном Копет-Даге.

В коньякское время на исследованной территории наблюдается новое резкое обновление иноцерамового комплекса. Несмотря на то, что этот комплекс отличается несколько обедненным видовым составом

по сравнению с верхнетуронским, однако он позволяет подразделить коньякские отложения на две иноцерамовые зоны, каждая из которых соответствует объему подъяруса и характеризуется самостоятельной иноцерамовой ассоциацией.

Нижняя зона — зона *Inoceramus wandereri* — характеризуется присутствием видов *Inoceramus wandereri* And., *In. deformis* Meek, *In. schloenbachi* Boehm, *In. seitzi* And., *In. frechi* Fleg., *In. kleini* Müll., *In. callosus* Heinz, *In. websteri* Mant., *In. koeglieri* And., *In. lusatiae* And., *In. stillei* Heinz, *In. subpercostatus* And., *In. andersoni* Eth. и *In. koepeni* Müll., в сумме составляющих основное ядро нижнеконьякского комплекса иноцерамов, широко распространенного на большей части Южной Туркмении (от Малого Балхана до Горного Бадхыза включительно) и характеризующегося большим постоянством видового состава. Почти полное отсутствие раковин головоногих моллюсков в нижнеконьякских, да и в верхнеконьякских отложениях изученной площади повышает в еще большей степени роль иноцерамов как стратиграфических индикаторов.

Зональный вид *Inoceramus wandereri* Boehm, впервые описанный из эмшера ГДР, в пределах Туркмении указывается на Малом Балхане, в Копет-Даге и Горном Бадхызе. Он известен также в нижнем коньяке Волыно-Подольской плиты, Галицко-Волынской впадины, Северного Кавказа, Западной Украины, Гиссарского хребта, Закавказья и Крыма.

Примерно такой же ареал распространения имеет *Inoceramus seitzi* And., который присутствует в нижнем коньяке Копет-Дага, Горного Бадхыза, Туаркыра и Мангышлака. Он же указывается в верхнем туроне Северного Кавказа (зона *Inoceramus lamarcki*), в верхнем туроне (?) и коньяке Закавказья, в верхнем туроне (турон α , β) и эмшере ФРГ.

Следующий вид *Inoceramus deformis* Meek распространен в нижнем коньяке Копет-Дага, Горного Бадхыза, Русской платформы, Крыма, Северного Кавказа и Закавказья. В Западной Европе его находят в верхнем туроне (турон α , β) ФРГ. Остатки этого вида хорошо известны и в Северной Америке (Venton и Niobrara Group), откуда он впервые описан. Здесь он обычен для нижнесенонских отложений.

Inoceramus schloenbachi Boehm также распространен в зоне *Inoceramus wandereri* Копет-Дага, Горного Бадхыза и Туаркыра. В. И. Кузнецов (1968) в последнем районе вместо названной зоны в том же объеме выделяет зону *Inoceramus schloenbachi*. В нижнем коньяке Северо-Западной Камчатки встречаются формы, очень близкие данному виду. На территории Советского Союза *Inoceramus schloenbachi* Boehm известен в породах нижнего коньяка Волыно-Подольской плиты, Галицко-Волынской впадины, Крыма и Кавказа. За пределами СССР его остатки находят в верхнем туроне (турон α , β) и коньяке ГДР и ФРГ, в нижнем коньяке Польши и коньяке Чехословакии. Разновидности этого вида описаны из пород Аргентины и Мизольского архипелага.

В нижнеконьякских отложениях Западного и Восточного Копет-Дага и Туаркыра встречаются довольно редкие остатки *Inoceramus frechi* Fleg., которые известны также в соответствующих отложениях Мангышлака и Северного Кавказа. В Западной Европе этот вид зафиксирован в верхнем туроне (турон α , β) и коньяке ГДР и Польши.

Находки *Inoceramus websteri* Mant. указываются в нижнем коньяке Туаркыра, Мангышлака, в нижнем коньяке Западного Копет-Дага, Северного Кавказа и Западной Украины и в верхнем коньяке Закавказья. За рубежом данный вид встречается в среднем и в верхнем туроне (зоны *Inoceramus lamarcki* и *Scaphites geinitzi*) ФРГ, ГДР и в коньяке Англии (зона *Micraster cortestudinarium*).

Единичные экземпляры *Inoceramus lusatiae* And. известны в нижне-

коньякских отложениях Западного и Центрального Копет-Дага, Крыма, Северного Кавказа и Закавказья. Близкие формы известны из верхнемеловых отложений Северо-Западной Камчатки. Впервые вид описан из эмшера ГДР, где встречается также и в верхнем туроне (турон α , β).

В нижнем коньяке Западного и Центрального Копет-Дага и Туаркыра известны многочисленные ядра небольших иноцерамов, принадлежащие виду *Inoceramus kleini* Müll. Этот вид за пределами Туркмении широко известен в верхнетуронских (?) — нижнеконьякских отложениях Крыма, Северного Кавказа, Закавказья, Мангышлака. Обнаруживается он также в разновозрастных отложениях севера Сибири, в коньяке Русской платформы, в верхнем коньяке Гиссарского хребта. В Западной Европе данный вид указывается в нижнем коньяке Польши и в верхнем туроне (турон α , β) и эмшере ФРГ.

Inoceramus stillei Heinz определен из нижнего коньяка Западного Копет-Дага и Северного Кавказа. Стратиграфически выше, в верхнем коньяке, он найден в Закавказье. Лишь в Крыму отмечается из верхнего турона. За границей обнаружен в верхнем туроне ФРГ (верхняя часть слоев со *Scaphites geinitzi*) и Южной Африки.

Inoceramus subpercostatus And. известен из зоны *Inoceramus wandereri* Западного Копет-Дага. Впервые он описан из эмшера ФРГ.

Inoceramus koegleri And. изредка встречается в нижнем коньяке Малого Балхана, Гуардака. Указывается, помимо этого, из верхнетуронских (?) отложений Дагестана, нижнего коньяка Северного Кавказа и коньяка севера и востока Сибири. Известен также из зоны «*cuvieri*» и эмшера ФРГ.

В породах нижнеконьякского возраста Западного Копет-Дага встречаются немногочисленные ядра *Inoceramus callosus* Heinz и *Inoceramus andersoni* Eth. Первый вид описан впервые из верхнего турона (?) Англии под названием *Inoceramus lamarcki* Park. В Германии и на Мадагаскаре он характерен для нижнего коньяка. Второй вид распространен в верхнем туроне (в верхах зоны *Scaphites geinitzi*) ФРГ и в турон-сенонских отложениях о. Зулунд.

Inoceramus koepeni Müll. происходит из нижнего коньяка Гяурс-Дага, Северного Кавказа, Вольно-Подольской плиты, Галицко-Волынской впадины, Западной Украины, Русской платформы, Западной Сибири, Польши и зон *Inoceramus schloenbachi* и *Inoceramus involutus* ФРГ. На Туаркыре он встречается только в верхнем коньяке.

Находки *Inoceramus percostatus* Müll. зафиксированы в средних горизонтах зоны *Inoceramus wandereri* Западного Копет-Дага, в верхнем коньяке Гяурс-Дага, Русской платформы, Северного Кавказа и Севера Сибири. Известен он в зонах *Inoceramus schloenbachi* и *Inoceramus involutus* ФРГ.

Вторую группу коньякских иноцерамов составляют формы, характерные для зоны *Inoceramus involutus*. Эта группа немногочисленна в количественном отношении и сравнительно однообразна в видовом. Ее составляют: *Inoceramus involutus* Sow., *In. latisulcatus* Heine, *In. fasciculatus* Heine, *In. subquadratus complicatus* Heine, *In. exogyroides* Meek et Hayd. и *In. praecordiformis* Atab.

Inoceramus involutus Sow. является широко распространенным видом верхнего коньяка южных районов Советского Союза: Западного и Центрального Копет-Дага, Горного Бадхыза, Туаркыра и Северного Кавказа. В синхронных отложениях он обнаруживается на Русской платформе, на севере Сибири, в Анадырском крае и на Вольно-Подольской плите. В последнем районе указывается также в нижнем коньяке. Вне СССР он констатируется в Западной Европе, на Мадагаскаре, в Азии и Северной Америке.

Два последующих вида — *Inoceramus latisulcatus* Heine и *Inocera-*

mus fasciculatus Heine—мало распространенные формы. На территории Туркмении они найдены в верхнем коньяке Центральных Каракумов, в самых верхах коньяка и низах сантона Западного Копет-Дага, в нижнем сантоне Горного Бадхыза и Туаркыра. Впервые эти иноцерамы описаны из верхней части зоны *Inoceramus involutus* и из нижней части зоны *Inoceramus undulaticus* ФРГ.

Inoceramus subquadratus complicatus Heine в небольшом числе экземпляров встречается в верхней части верхнего коньяка Западного Копет-Дага, Малого Балхана, Туаркыра и Горного Бадхыза. В Западной Европе он известен из тех же зон ФРГ, что и предыдущий вид.

С частыми находками *Inoceramus exogyroides* Meek et Hayd. мы сталкиваемся в верхнем коньяке Западного Копет-Дага, Туаркыра. Впервые этот вид описан из коньяка Северной Америки (Fort Benton Group.).

Inoceramus praecordiformis Atab. (= *Inoceramus cordiformis* Woods, 1911, стр. 334, табл. LIV, фиг. 3) найден в верхнем коньяке Западного Копет-Дага. Происходит из зоны *Micraster coranguinum* Англии.

Переходя к характеристике сантонского комплекса иноцерамов, следует отметить, что видовой состав его заметно беднее по сравнению с коньякской ассоциацией. Здесь замечено неравномерное распределение иноцерамов по разрезу. Основные находки иноцерамов приурочены преимущественно к самым низам и верхам яруса. В сантонских отложениях четко выделяется два сообщества иноцерамов, каждое из которых характерно для нижнего и верхнего подъяруса.

Нижнесантонский комплекс включает следующие формы: *Inoceramus pachtii* Arkh., *In. cardisoides* Goldf., *In. cordiformis* Sow., *In. undulaticus* Roem., *In. subquadratus* Schlüt., *In. boehmi* Müll., *In. cancellatus* Goldf., *In. reticula corbula* Heinz, *In. crassus* Petr. и *In. godini* Arzum.

Inoceramus pachtii Arkh. является руководящим видом-индексом для западных районов исследованной области. Он распространен на Туаркыре, Малом Балхане и Западном Копет-Даге, где В. И. Кузнецов (1968) и А. А. Атабекян (1961) выделили одноименную зону в объеме нижнего сантона. Этот вид, кроме того, указывается из тех же отложений Кызыл-Кумов (родн. Сор-Булак). Встречается он также на юго-востоке Русской платформы, Восточной Сибири, Англии, Швеции и ФРГ (нижний сантон).

Inoceramus undulaticus Roem. характерен для нижнего сантона Туаркыра, Гяурс-Дага и Горного Бадхыза. В последнем районе автором в объеме нижнего сантона выделяется одноименная этому виду зона. На территории Советского Союза данный вид известен в идентичных отложениях Северного Кавказа (зона *Inoceramus undulaticus*), Чукотского п-ва, о. Сахалин и Камчатки. Названный иноцерам встречается также в нижнем сантоне Азии, Северной Америки и ФРГ (зона *Inoceramus undulaticus*).

Inoceramus cardisoides Goldf. имеет широкое развитие в нижнем сантоне не только на территории Туркмении, но и далеко за ее пределами. Он многочислен в Копет-Даге, Горном Бадхызе и Гяурс-Даге. Родственные ему формы известны в Гаурдак-Кугитангском районе и в Питнякской группе поднятий. Остатки этого вида находят в Крыму, на Северном Кавказе (зона *Inoceramus undulaticus*), Русской платформе, Вольно-Подольской плите, Западной Украине, в Западной Сибири, в Польше, Англии, ФРГ и Северной Америке (Аляска, Западная Канада).

Ядра *Inoceramus subquadratus* Schlüt. отмечаются в нижнем сантоне Западного Копет-Дага, Горного Бадхыза, Центральных Каракумов (скв. № 101) и Туаркыра. Известны они и в верхах коньяка Вольно-

Подольской плиты, Грузии, нижнего сантона Малого Кавказа, Польши, ФРГ и ГДР (?) и Северной Америки (Техас).

В тех же отложениях Копет-Дага, Горного Бадхыза, Северного Кавказа, Крыма, ФРГ (эмшер), Польши и Мадагаскара встречается *Inoceramus boehmi* Müll.

Inoceramus cordiformis Sow. обнаружен в разрезах нижнего сантона Туаркыра и Западного Копет-Дага. В Закавказье он указывается в интервале всего нижнесантонского подъяруса. В нерасчлененных верхнетуронских, коньякских и сантонских отложениях Восточной Сибири присутствует разновидность данного вида (*Inoceramus cordiformis* Sow. var. *robusta* Bodyl.). В Западной Европе *Inoceramus cordiformis* Sow. описан из верхнего эмшера ФРГ, где выделяется одноименная зона, из Италии (турон-сенон), Швеции (эмшер), Англии (коньяк и нижний сантон), Франции (мел), Мадагаскара и Северной Америки (Канада).

Inoceramus cancellatus Goldf. встречается из той же зоны Западного Копет-Дага. Близкая форма (*Inoceramus pseudocancellatus* Bodyl.) известна из верхнетуронских-коньякских отложений низовьев р. Енисей. Впервые вид описан из пород сантонского возраста ФРГ.

Inoceramus reticula corbula Heinz также встречается в зоне *Inoceramus rachtii* Западного Копет-Дага и Русской платформы.

Inoceramus crassus Petz. в пределах Туркмении обнаружен лишь в Западном Копет-Даге (зона *Inoceramus rachtii*). На Западной Украине он фиксируется в нижнем коньяке, а в Закавказье (Азербайджан, Грузия) в коньяке, и в сантоне. В Чехословакии известен из нижнего коньяка, а в ФРГ из верхнего турона (турон α , β) и эмшера.

Inoceramus godini Arzum. установлен автором из нижнесантонского подъяруса Западного Копет-Дага (Терсаканская антиклиналь).

Верхнесантонское сообщество иноцерамов Туркмении характеризуется небольшим количеством видов и числом их особей. Его составляют такие виды, как *Inoceramus lobatus* Schlüt. (= *Inoceramus lobatus similis* Perg., *In. lingua* Goldf., *In. wegneri* Boehm, *In. cycloides* Wegn., *In. haenleini* Müll. и *In. schroederi* Müll.

Inoceramus lobatus Schlüt. обнаружен в верхнем сантоне Горного Бадхыза и Копет-Дага. По его присутствию в объеме нижнего сантона Горного Бадхыза автором выделена одноименная зона. В слоях с *Liostrea acutirostris* Nils. нижнего кампана Туаркыра также отмечаются находки этого вида. Остатки *Inoceramus lobatus* Schlüt. известны и на юго-западе Русской платформы. Близкие ему формы установлены в сантонских отложениях Сибири и Северной Америки (верхняя часть сланцев Колорадо). Ядра данного иноцерама нередки в сантонских отложениях ФРГ (верхний гранулятовый сенон, слои с *Marsupites testudinarius*), Англии (зона *Actinocamax quadratus*) и Польши.

Inoceramus lingua Goldf. встречается в верхнем сантоне Копет-Дага, Горного Бадхыза и севера Сибири, в верхнем сантоне—нижнем кампане Вольно-Подольской плиты; на Туаркыре он известен только в нижнем кампане (зона *Offaster romeli*). За границей данный вид распространен в верхнесенонских отложениях большинства европейских стран: в Америке, ФРГ (зона *Marsupites* и *Binodosus*-Zone); Польши (зона *Marsupites*), Англии (*Belemnitella mucronata*), Швеции (*Binodosus*-Zone) и Болгарии (кампан).

Inoceramus wegneri Boehm обычен для верхнесантонских отложений Копет-Дага, Туаркыра и Мангышлака. На Северном Кавказе он характерен для нижнего кампана; в Западной Европе присутствует в нижнем сеноне.

Inoceramus cycloides Wegn. обнаружен в верхнем сантоне Копет-Дага, Закавказья и в сантоне ФРГ. Разновидности этого вида широко

распространены в сантоне и в нижнем кампане Европы, Северной Африки, Северной Америки и Японии.

Остатки *Inoceramus haenleini* Müll. найдены в верхнем сантоне Западного Копет-Дага, Туаркыра, Северного Кавказа, реже в кампане Крыма, Мангышлака и Закавказья. Этот вид характерен для нижнего сенона Польши и Северной Америки (Канада). В ФРГ выделена одноименная зона.

В единичных экземплярах в верхнем сантоне Западного Копет-Дага встречается *Inoceramus schroederi* Müll., впервые описанный из верхнего сенона ФРГ.

Кампанские отложения Туркмении содержат большое количество разнообразных иноцерамов, значительная часть которых еще мало изучена. Среди встречающихся здесь форм наиболее характерными являются: *Inoceramus salisburgensis* Fugg. et Kastn., *In. agdjakendensis* Aliev, *In. gandjaensis* Aliev, *In. azerbaijanensis* Aliev, *In. atabekjani* Arzum., *In. dariensis kopetdaghensis* Arzum., *In. balticus kelatensis* Arzum. nom. nov., *In. haenleini mariannae* Arzum. subsp. nov. Многие из названных видов — эндемики, ареал распространения которых ограничивается либо территорией Туркмении, либо соседней Кавказской областью.

Находки *Inoceramus salisburgensis* Fugg. et Kastn. приурочены главным образом к нижнему кампану Копет-Дага и Туаркыра, а на остальной территории Советского Союза — лишь к верхнему кампану Кавказа. Этот вид известен также в сеноне Западной Европы и Северной Америки.

В нижнем кампане Копет-Дага, Большого Балхана (?), Туаркыра, Мангышлака, Малого Кавказа встречается *Inoceramus agdjakendensis* Aliev.

Inoceramus gandjaensis Aliev указывается из нижней части нижнего кампана Западного Копет-Дага, кампана Малого Кавказа и маастрихта Болгарии.

Inoceramus azerbaijanensis Aliev констатирован в нижнем кампане Копет-Дага (?), Северного Кавказа, Малого Кавказа, Крыма и Закавказья, а на Туаркыре он отмечается в верхнем кампане.

Ряд новых форм установлен автором из нижнего кампана Восточного Копет-Дага. Это *Inoceramus atabekjani* Arzum., *In. dariensis kopetdaghensis* Arzum., *In. balticus kelatensis* Arzum. nom. nov. и *In. haenleini mariannae* Arzum. subsp. nov. Последняя форма встречается в одновозрастных отложениях также Западного Копет-Дага.

Верхнекампанский комплекс иноцерамов составляют: *Inoceramus planus* Münst., *In. convexus* Hall et Meek, *In. balticus* Boehm и *Inoceramus regularis* Orb.

Inoceramus planus Münst. зафиксирован в верхнем кампане (зона *Bostrychoceras polylocum*) Копет-Дага и Горного Бадхыза. Он же встречается в маастрихте Западной Украины, Грузии, в верхнем маастрихте Вольно-Подольской плиты и Галицко-Волынской впадины, в верхнем сеноне Карпат, Болгарии, Польши, ФРГ и Балеарских островов (Испания).

Inoceramus convexus Hall et Meek определен из верхнего кампана Западного Копет-Дага, кампана Малого Кавказа, верхнего кампана-нижнего маастрихта Северного Кавказа и верхнего сенона (Fort Pierre Group) Северной Америки (Небраска).

Наиболее широко распространенными видами верхнего сенона планеты являются *Inoceramus balticus* Boehm и *Inoceramus regularis* Orb. Первый иноцерам встречается в кампане Туаркыра, в верхнем кампане Западного Копет-Дага, в верхнем кампане — верхнем маастрихте Копет-Дага. За пределами республики он известен с нижнего кампана

по нижний маастрихт Вольно-Подольской плиты, в кампане Карпат, Крыма, Малого Кавказа. Вне СССР — верхний сенон Западной Европы (Болгария, Чехословакия, ФРГ), Азии, Африки и Северной Америки.

Inoceramus regularis Orb. обнаружен в породах верхнего кампана — нижнего маастрихта Туаркыра, Западного Копет-Дага, в кампане Малого Кавказа, в кампане — нижнем маастрихте Северного Кавказа, в маастрихте Крыма, Вольно-Подольской плиты и Галицко-Волынской впадины. За границей он указывается обычно в верхнем сеноне Англии, Франции, ГДР, Австрии, Болгарии, США, Северной Африки и Индии.

Маастрихтские отложения также содержат многочисленные остатки иноцерамов, которые все еще очень слабо изучены. Из встречающихся здесь иноцерамов, помимо *Inoceramus balticus* Boehm и *Inoceramus regularis* Orb., известны *Inoceramus nigrita* Heinz и *In. tegulatus* Nag.

Inoceramus nigrita Heinz определен из верхнего маастрихта (зона *Diplomoceras cylindraceum*) Западного Копет-Дага; встречается в маастрихте (?) Нигерии.

Из верхнего маастрихта Западного Копет-Дага, Малого Балхана, Туаркыра, Мангышлака, Малого Кавказа, Крыма, Русской платформы, Вольно-Подольской плиты, Галицко-Волынской впадины и Корьяско-Камчатской области обнаружен *Inoceramus tegulatus* Nag. В одноименных отложениях он известен в Западной Европе (Швеция, ГДР, Польша, Дания) и Северной Америке.

Резюмируя изложенное, следует подчеркнуть, что многие виды из числа рассмотренных известны далеко за пределами Туркмении и приурочены в основном к одним и тем же возрастным интервалам. Это повышает их ценность как стратиграфических коррелятивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алиев М. М. Иноцерамы меловых отложений северо-восточной части Малого Кавказа. Труды Геол. ин-та Аз. ФАН ССР, т. XII, № 63. Баку, 1939.
2. Алиев М. М. Новый вид иноцеерама из кампанского яруса северо-восточной части Малого Кавказа. Доклады АН Аз. ССР, т. VIII, № 1. Баку, 1952.
3. Алиев М. М. Новые данные об *Inoceramus azerbaijanensis* Aliiev. Доклады АН Аз. ССР, т. X, вып. 2. Баку, 1954.
4. Арзуманова Е. М. Новые виды иноцерамов из верхнего мела Западного Копет-Дага. В сб. «Новые данные по геологии Туркменской ССР». Москва, 1963.
5. Арзуманова Е. М. Некоторые представители иноцерамид в верхнемеловых отложениях Западного Копет-Дага. Известия АН Туркменской ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1964.
6. Арзуманова Е. М. Новые представители семейства иноцерамид в нижнекампанских отложениях Восточного Копет-Дага. Известия АН Туркменской ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 3, 1965-а.
7. Арзуманова Е. М. Туронские виды иноцерамов Горного Бадхыза. Известия АН Туркменской ССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1965-б.
8. Архангельский А. Д. Моллюски верхнемеловых отложений Туркестана. Труды геол. комитета, нов. сер., вып. 152. Петроград, 1916.
9. Атабекян А. А., Лихачева А. А. Верхнемеловые отложения Западного Копет-Дага. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 62. Ленинград, 1961.
10. Атабекян А. А., Глазунова А. Е., Зонова Т. Д., Романовская Л. В. Некоторые меловые иноцерамы некоторых районов СССР. В сб. «Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР», вып. II, ч. 1. Москва, 1968.
11. Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 54. Ленинград, 1961.
12. Добров С. А., Павлова М. М. Иноцерамы верхнего мела Северного Кавказа и Крыма. В кн. «Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма». Труды ВНИИГаз. Москва, 1959.
13. Ильин В. Д. Верхнемеловые отложения центральных областей Средней Азии и их фауна (автореферат докт. диссертации). Москва, 1969.
14. Кузнецов В. И. Стратиграфия и иноцерамы верхнемеловых отложений Туаркыра (автореферат канд. диссертации). Ленинград, 1968.

15. Пергамент М. А. Иноцерамы и стратиграфия мела Тихоокеанской области. Труды ГИНа АН СССР, вып. 118, Москва, 1965.
16. Andert H. Die Inoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. Festschr. d. Humboldt-Vereins in Ebersbach i Sa., Ebersbach, Leipzig, 1911.
17. Andert H. Inoceramus inconstans Woods und verwandte Arten. Zbl. Miner., Geol. und Pal., N 9, 10, Stuttgart, 1913.
18. Andert H. Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken. T. III. Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Hf. 159, Berlin, 1934.
19. Boehm J. Über Inoceramus cripsi auct. In: Schroeder H. und Boehm J. Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Hf. 56, Berlin, 1909.
20. Boehm J. Zusammenstellung der Inoceramen der Kreideformation. Jahrb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., Bd. XXXV, Th. I, Af. 3, Berlin, 1915.
21. Etheridge R. (jr.). Cretaceous fossils of Natal. I. The Umkvelane Hill deposit Zululand. Second report Geol. Surv. Natal and Zululand, 1904.
22. Flegel. Heuschener und Adersbach-Weckelsdorf. Festschrift des Schles. Gesell. für vaterl. Kultur z. Tagung der Deutsch. Geol. Gesell. in Breslau, Bd. III, 1904.
23. Fugger F. et Kasiner C. Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Salzburg, 1885.
24. Goldfuss A. Petrefacta Germaniae. Düsseldorf. 1836—1840.
25. Gümbel C. W. Verzeichniss der in der Sammlung des zool.-min. Vereins in Regensburg vorfindlichen Versteinerungen aus den Schichten der Procän-oder Kreideformation aus der Umgegend von Regensburg. Corresp. — Bl. zool.-min. Ver. Regensburg, 22. Jahrb. Regensburg, 1868.
26. Hagenow. Monographie der Rügenschens Kreide-Versteinerungen. Abt. 3. Mollusken. N. Jahrb. f. Min. 1842.
27. Heine F. Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Unterseniens. Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Hf. 120, Berlin, 1929.
28. Heinz R. Über die Oberkreide-Inoceramen Süd-Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. Inoceramen V. Mitt. min.-geol. Staatsinst. Hamburg, Hf. X, Hamburg, 1928.
29. Heinz R. Aus der neuen Systematik der Inoceramen. Mitt. min.-geol. Staatsinst., Hf. XIII, Hamburg, 1932.
30. Heinz R. Inoceramen von Madagaskar und ihre Bedeutung für die Kreidestratigraphie. Inoceramen XII. Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 85, Hf. 4, Berlin, 1933.
31. Maury C. J. Fossils Terciarios do Brasil com descripção de novas formas cretaceous. Serv. Geol. e Miner. do Brasil. Monogr. IV. Rio-de Janeiro, 1924.
32. Mantell G. The fossils of the South-Downs or illustrations of the Geology of Sussex. London, 1822.
33. Meek F. B. Preliminary palaeontologica report, consisting of lists of fossils: with descriptions of some new types etc. Preliminary report U. S. Geol. Surv. of Wyoming and portions of contiguous territories. 1871.
34. Meek F. B. et Hayden F. V. Descriptions of new cretaceous fossils from Nebraska territory, collected by the expedition sent out by the government under the command of Lieut. J. Millan, U. S. topographical engineers, for the location of a wagon-road from the sources of the Missouri to the Pacific Ocean. Proc. Acad. Nat. Sci., vol. VI, 2d ser. Philadelphia, 1862.
35. Müller G. Beitrag zur Kenntniss der oberen Kreide am nördlichen Harzrande. Jahrb. Kgl. Preuß. geol. Landesanst. — Anst. Berlin, 1888.
36. Müller G. Die Molluskenfauna des Unterseniens von Braunschweig und Ilse. I. Lamellibranchiaten und Glossophoren. Abh. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst., N. F., Hf. 25, Berlin, 1898.
37. Orbigny A. Coquilles et Echinodermes fossiles de Colombie (Nouvelle-Grenade), accueillis de 1821 à 1833, par M. Boussingault. 1842.
38. Orbigny A. Paläontologie Française. Terrains crétacés, T. III, Lamellibranchies. Paris, 1843—1847.
39. Petrascheck W. Ueber Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. Jahrb. K. K. Geol. Reichst. Bundesanst., Bd. 53, Hf. I, Wien, 1903.
40. Petrascheck W. Über Inoceramen aus der Gosau und dem Flysch der Nordalpen. Jahrb. K. K. Geol. Reichst. Bd. 56, Hf. I, Wien, 1906.
41. Roemer F. Die Kreidebildungen von Texas und ihre organischen Einschlüsse. Bd. VII, Bonn, 1852.
42. Schlüter C. Kreide-Bivalven. Zur Gattung Inoceramus. Palaeontographica, N. F., Bd. 24, Cassel, 1876—1877.
43. Schlüter C. Vorlage einiger Inoceramen und Cephalopoden der texanischen Kreide. Sitz. — Ber. niederrhein.-geol. Ges. Bonn in Verhandl. natur.-hist. Ver. Preuß. Rheinl. und Westf., Bd. 44, Bonn, 1887.
44. Schmidt F. Wissenschaftliche Resultate der zur Aufsuchung eines angekündigten Mammuthcadavers von der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften an den unteren Jenissei ausgesandten Expedition. Mém. Acad. Imp. Sci. St.-Petersbourg, sér. VII, t. XVIII, N 1. 1872.

45. Simionescu J. Fauna ^Λcretacica superi6ra de la Urm6s (Transilvania). Acad. Ram6n6, N 4. Bucuresci, 1899.
46. Sowerby J. The mineral conchology of Great Britain. London, 1812—1829.
47. Wegner T. Die Granulatenkreide des westlichen M6nsterlandes. Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., Bd. 57. Berlin, 1905.
48. Woods H. A monograph of the cretaceous lamellibranchia of England. Palaeont. Soc., vol. II, pt. VII. London, 1910—1911.

А. А. МАНИЯ

СОПОСТАВЛЕНИЕ СХЕМ ЗОНАЛЬНОГО ДЕЛЕНИЯ СЕНОМАНСКОГО ЯРУСА ЮЖНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ТУРКМЕНИИ

Сведения по стратиграфии сеноманских отложений Южной и Восточной Туркмении изложены в работах К. И. Богдановича (1887, 1889, 1890), В. А. Обручева (1887, 1890), Н. И. Андрусова (1914), С. Н. Михайловского (1914), А. Д. Нацкого (1914, 1915), И. И. Никшича (1924), В. В. Александрова (1932, 1933), В. А. Вахрамеева, А. В. Пейве, Н. П. Хераскова (1936), П. П. Чуенко (1937), С. Н. Симакова (1952, 1953), П. И. Калугина (1957, 1962), М. П. Сукачевой (1957), А. А. Атабеяна (1959, 1961), В. Д. Ильина (1959, 1963, 1969), Н. Н. Бобковой (1958, 1960), Н. П. Луппова (1963), Г. Н. Джабарова и др. (1966, 1969), А. А. Мания (1959) и других, проводивших на территории Туркмении геологические и гидрогеологические исследования. Результаты работ, касающиеся стратиграфии верхнего мела Южной и Восточной Туркмении, подробно обобщены в работах А. А. Атабеяна и А. А. Лихачевой (1961), Н. Н. Бобковой (1961), П. И. Калугина и др. (1964), Г. Н. Джабарова и др. (1970).

Хотя сеноманские отложения Южной и Восточной Туркмении расчленяются на дробные биостратиграфические единицы (зоны и подзоны), до настоящего времени нет единого понимания при их сопоставлении. Однако полученные за последние годы новые данные по стратиграфии сеноманских отложений Южной и Восточной Туркмении позволяют более достоверно и убедительно проводить сопоставление зон и подзон рассматриваемых отложений (табл. 2).

Отложения сеноманского яруса играют существенную роль в геологическом строении Южной Туркмении и содержат богатый комплекс ископаемой фауны. На изученной территории сеноманский ярус достигает значительной мощности и четко расчленяется на подъярусы, зоны и подзоны. Среди ископаемых сеноманского яруса весьма обильны и разнообразны остатки аммонитов. Они представлены многочисленными родами: *Mantelliceras*, *Hypoturrilites*, *Turrilites*, *Hypoplites*, *Puzosia*, *Placenticerias*, *Acanthoceras*, *Euomphaloceras*, *Calycoceras*, *Protacanthoceras*, *Forbesiceras*, *Schloenbachia* и другими.

Разнообразие родового состава аммонитов в разрезе позволяет детально расчленить вмещающие их отложения. Однако на значительной части территории Туркмении (юго-западные отроги Гиссарского хребта и др.) разрезы сеноманского яруса отличаются от разновозрастных образований более западных районов (Горный Бадхыз, Копетдаг) как по составу отложений, так и по комплексам палеонтологических остатков. Сеноманские отложения Юго-Западных отрогов Гиссарского хребта относительно бедны ископаемыми остатками аммонитов. Здесь

встречаются *Maniellicerias* sp. ind., *Calycoceras bathyomphalum* (Kossmat), *Placenticerias gaurdakense* Luppov., *Pl. gaurdakense* Luppov var. *laevigata* Luppov., *Pl. mediasiatum* Luppov и др. (Луппов, 1953). Отсутствие в этих отложениях, характерной для Европейской палеозоогеографической области родов: *Turrilites*, *Scaphites*, *Schloenbachia*, *Acanthoceras*, *Forbesiceras*, *Acampsoceras* и др. затрудняет корреляцию сеноманского яруса восточных районов с более западными районами Туркмении (Горный Бадхыз, Копетдаг). Полученные за последние годы новые данные по исследованиям П. И. Калугина и др. (1962, 1964), В. Д. Ильина и др. (1959, 1969), Г. Н. Джабарова и др. (1969, 1970), А. А. Маня (1969, 1972) позволяют более достоверно сопоставить сеноманские отложения Гаурдак-Кугитангского района Горного Бадхыза и Копетдага.

Сеноманский ярус Южной Туркмении (Горный Бадхыз, Гяурсдаг, Копетдаг) представлен толщей морских терригенных осадков — песчаников, алевролитов и глин. В составе сеноманского яруса выделяются нижний и верхний подъярусы, которые в свою очередь расчленяются на зоны и подзоны. В нижнем подъярусе выделены: зоны *Schloenbachia subplana* и *Mantelliceras mantelli*; в верхнем подъярусе — зоны *Euomphaloceras euomphalum*, *Acanthoceras rhotomagense* и *Protacanthoceras kopetdagensis* (табл. 1).

В составе зоны *Euomphaloceras euomphalum* выделены две подзоны: *Placenticerias grossouvrei* и *Mesogaudrycerias lephthomena*.

Нижнесеноманские отложения в Копетдаге, Горном Бадхызе и Гяурсдаге представлены песчаниками, алевролитами и глинами. В Горном Бадхызе в верхней части нижнего сеномана прослеживается пласт мелкодетритового, трещиноватого известняка ($M = 4,2$ м). Мощность отложений: в Горном Бадхызе 33,7 м; в Восточном Копетдаге — 59,3 м; в Гяурсдаге — 68,2 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклиналь) — 237,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 348,0 м; Сумбар — 463,0 м; Камышлы — 493,0 м; ущ. Чалсу — 420,0 м; к. Секиз-Хан — 420,0 м; Канавчай — 535,0 м) Нижнесеноманские отложения подразделяются на две зоны: *Schloenbachia subplana* и *Mantelliceras mantelli*.

1. Зона *Schloenbachia subplana* сложена глинами, алевролитами и маломощными прослоями песчаников. Зона охарактеризована: *Neohibolites ultimus* (Orb.), *Sciponoceras subbaculoides* (Gein.), *Stomohamites duplicatus* (Pict. et Camp.), *Paraturrilites lewesiensis* Spath, *P. dorsotensis* Spath, *Placenticerias turkmenense* Iljin, *Schloenbachia subplana* (Mant.), *Schl. schlüteri* Manija sp. nov., *Schl. subvarians* Spath, *Schl. subtuberculata* (Sharpe), *Schl. glabra* Spath, *Hyphoplites campichei* Spath и др. Нижняя граница зоны устанавливается по исчезновению верхнеальбских родов: *Stoliczkaia*, *Lephtholites*, *Discohoplites* и других, а также по появлению представителей родов: *Schloenbachia*, *Placenticerias*, *Mantelliceras* и других. Мощность в Горном Бадхызе — 22,8 м; в Восточном Копетдаге — 18,0; в Гяурсдаге — 53,4 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклиналь) — 168,0 м; в Западном Копетдаге: ущ. Арваз — 131,0 м; Сумбар — 243,0 м; ущ. Камышлы — 256,0; ущ. Чалсу — 234,0 м; к. Секиз-Хан — 234 м; Канавчай — 182,0 м.

2. Зона *Mantelliceras mantelli* образована песчаниками, алевролитами и глинами. В Горном Бадхызе кроме песчаников, алевролитов и глин в нижней части зоны прослеживается прослой мелкодетритового шламового известняка. Зона охарактеризована следующей руководящей фауной: *Mantelliceras mantelli* (Sow.), *M. cantianum* Spath, *M. hyatti* Spath, *M. tuberculatum* (Mant.), *Hyphoplites falcatus falcatus* (Mant.), *Hyphoturrilites gravesianus* (Orb.), *Schloenbachia varianus* (Sow.) и другими. Здесь встречаются в большом разнообразии аммониты.

ты, имеющие более узкое вертикальное распространение, чем в зоне *Schloenbachia subplana*. В верхней зоне нижнего сеномана получают развитие такие характерные для нижнего сеномана роды, как *Mantelliceras*, *Nuroptrilites*, *Nurpholites* и другие, представленные большим разнообразием видов и вариантов. Мощность отложенной зоны *Mantelliceras mantelli* колеблется в следующих пределах: в Горном Бадхызе — 10,9 м; в Восточном Копетдаге — 41,3 м; в Гяурсдаге — 14,8 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклираль) — 69,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 217,0 м; Сумбар — 220,0 м; ущ. Камышлы — 237,0 м; ущ. Чалсу — 186,0 м; к. Секиз-Хан — 186,0 м; ущ. Канавчай — 358,0 м).

Верхнесеноманские отложения Южной Туркмении представлены алевролитами, глинами и песчаниками, содержащими песчано-известковистые и септариевые конкреции. Они расчленяются на зону *Euomphaloceras euomphalum*, зону *Acanthoceras rhotomagense* и зону *Protacanthoceras kopetdagensis*. Мощность составляет: в Горном Бадхызе — 69,9 м; в Восточном Копетдаге — 49,6 м; в Гяурсдаге — 111,2 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклираль) — 103,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 192,0 м; Сумбар — 269,0 м; ущ. Камышлы — 228,0 м; ущ. Чалсу — 188,3 м; Секиз-Хан — 188,0 м; ущ. Канавчай — 160,0 м).

1. Зона *Euomphaloceras euomphalum* сложена алевролитами с маломощными прослоями песчаников, заключающих песчано-известковистые и септариевые конкреции. В Горном Бадхызе, помимо алевролитов, в основании зоны прослеживается маломощный пласт детритового, трещиноватого известняка. Зона отличается большим разнообразием ископаемой фауны, среди которой преобладают иноцерамы и аммониты. Из аммонитов встречаются руководящие виды:

Mesogaudryceras leptonema (Sharpe), *Anagaudryceras calsuensis* Manija sp. nov., *Stomohanites simplex* (Orb.), *Turrilites costatus* (Lamk.), *Schloenbachia subtuberculata* (Sharpe), *Schl. coupei* Brongn., *Schl. varians* (Sow.), *Forbesiceras oblectun* (Sharpe), *Acanthoceras hippocostatum* (Sow.), *Euomphaloceras euomphalum* (Sharpe) и другие.

В составе зоны выделены две подзоны: п/з *Placenticeras grossouvrei* и п/з *Mesogaudryceras leptonema*. Для подзоны *Placenticeras grossouvrei* характерны следующие аммониты: *Turrilites costatus* (Lamk.), *T. acutus* Passy, *Placenticeras kamyschlaensis* Manija sp. nov. и другие.

В Горном Бадхызе мощность нижней п/з *Placenticeras grossouvrei* 8,4 м; в Восточном Копетдаге — 12,7 м; в Гяурсдаге — 30,6 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклираль) — 23,0 м; в Западном Копетдаге: ущ. Арваз — 48,0 м; Сумбар — 46,0 м; ущ. Камышлы — 72,0 м; ущ. Чалсу — 69,0 м; к. Секиз-Хан — 69,0 м; ущ. Канавчай — 53,0 м. Подзона *Mesogaudryceras leptonema*, несмотря на незначительную мощность, отчетливо устанавливается во многих разрезах Южной Туркмении, где она палеонтологически охарактеризована повсеместно, за исключением Горного Бадхыза. В Горном Бадхызе к этой подзоне условно относится нижняя часть толщи (38,5 м) алевролитов, залегающая над детритовым известняком. Условное выделение основано на находке неудовлетворительной сохранности вида *Mesogaudryceras cf. leptonema* (Sharpe). В Восточном Копетдаге мощность подзоны составляет 21,4 м; в Гяурсдаге — 14,1 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклираль) — 24,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 46,0 м; Сумбар — 48,0 м; ущ. Камышлы — 36,0 м; ущ. Чалсу — 28,0 м; к. Секиз-Хан — 28,0 м; ущ. Канавчай — 24,0 м).

Общая мощность зоны *Euomphaloceras euomphalum* в Горном Бадхызе — 49,9 м; в Восточном Копетдаге — 34,1 м; в Гяурсдаге —

44,7 м; в Центральном Копетдаге — 47,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 94,0 м; Сумбар — 94,0 м; ущ. Камышлы — 108,0 м, ущ. Чалсу — 97,0 м; к. Секиз-Хан — 97,0 м; ущ. Канавчай — 77,0 м).

2. Зона *Acanthoceras rhotomagense* представлена в основном песчаниками, часто образующими в рельефе уступы, отчетливо отличающимися от более рыхлых образований нижележащих отложений зоны *Euomphaloceras euomphalum*. Нижняя граница устанавливается по появлению зонального вида и по исчезновению большинства родов из нижележащей зоны *Turrilites*, *Forbesiceras*, *Euomphaloceras*, *Acompsoceras*, *Placenticeras* и другие. Четко выражена эта зона в Копетдаге и в Гяурсдаге, в Горном Бадхызе описываемая зона не установлена, к нему условно причисляется пачка темно-серых алевролитов (13,0 м) верхнего сеномана. Зона *Acanthoceras rhotomagense* охарактеризована аммонитами: *Acanthoceras rhotomagense* (Defr.), *Ac. evolutum* Spath., *Ac. jukesbrownei* Spath, *Ac. westense* Spath, *Schloenbachia* cf. *orbigny* Manija sp. nov. и другими. Рассматриваемая зона соответствует нижней части зоны *Acanthoceras rhotomagense* А. А. Атабекияна (1961—1968), П. И. Калугина (1964). Мощность ее следующая: в Восточном Копетдаге — 5,5 м; в Гяурсдаге — 28,0 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклиналь) — 27,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 32,0 м; Сумбар — 133,0 м; ущ. Камышлы — 78,0 м; ущ. Чалсу — 55,0 м; к. Секиз-Хан — 55,0 м; ущ. Канавчай — 44,0 м).

3. Зона *Protacanthoceras kopetdagensis* сложена в основном алевролитами и песчаниками, содержащими песчано-карбонатные конкреции. Конкреции содержат большое разнообразие ископаемой фауны: двустворок, гастропод и аммонитов. Аммониты в этой зоне встречаются редко, за исключением Центрального Копетдага (Скобелевская синклиналь) и Горного Бадхыза, где в большом разнообразии присутствуют представители родов *Calycoceras*, *Protacanthoceras* и *Worthoceras*. На остальной части территории известны только единичные находки аммонитов. Зона выделена нами впервые в Туркмении (1969 г.); в последующей работе (Джабаров, Мания, Курылева, 1970) дано сопоставление этой зоны и ее аналогов на территории Туркмении. В Центральном Копетдаге (Скобелевская синклиналь) зона охарактеризована следующими руководящими видами: *Protacanthoceras kopetdagensis* Manija sp. nov., *Pr. bunburianum* (Sharpe), *Pr. compressum* (Jukes Brown) *Calycoceras bathyomphalum* (Kossmat), *Worthoceras rochatianum* (Orb.) и другими. В Горном Бадхызе из этой зоны определены: *Protacanthoceras* cf. *kopetdagensis* Manija sp. nov., *Pr. flandrini* Thomel., *Pr. cf. bunburianum* (Sharpe), *C. (Lotzeites) crassum* Thomel, *Worthoceras rochatianum* (Orb.) и др. В Западном Копетдаге (ущ. Камышлы, ущ. Чалсу) из названных аммонитов встречен лишь *Worthoceras rochatianum* (Orb.), *Calycoceras* cf. *brunni* (Fabre), *C. cf. newboldi* (Kossmat), а в остальных разрезах Копетдага и Гяурсдага эквивалентом этой зоны являются слои, залегающие выше палеонтологически документированных отложений зоны *Acanthoceras rhotomagense*.

Комплекс аммонитов зоны *Pr. kopetdagensis* Южной Туркмении имеет широкое географическое распространение и характеризует верхне-сеноманские отложения Юго-Восточной Франции, Южной Индии, Англии, Мадагаскара и Испании, а некоторые из них: *Protacanthoceras bunburianum* (Sharpe), *Calycoceras (Lotzeites) bathyomphalum* (Kossm.), *C. (Lotzeites) crassum* Thomel, *C. brunni* (Fabre) и *C. cf. newboldi* (Kossmat), по исследованиям Д. Видмана и Г. Томела (J. Wiedmann, 1959; Thomel, 1965, 1966), приурочены к зоне *Calycoceras (Lotzeites) crassum* верхнего сеномана Юго-Восточной Франции и зоне *Neolobites choffati* Испании. Мощность отложений в Горном Бадхызе — 10,0 м; в Восточном Копетдаге составляет 10,0 м; в Гяурсдаге —

Схема биостратиграфического расчленения сеноманских отложений Южной Туркмении

Подъярусы	Зоны и подзоны	Головоногие моллюски	Пластинчатожаберные, гастроподы, морские ежи	
		ВЕРХНИЙ		Зона Protacanthoceras kopetdagensis
Зона Acanthoceras rhotomagense	Eutrehoceras cf. <i>expansum</i> (Sow.), Schloenbachia donevani Manija sp. nov., Acanthoceras rhotomagense Deffr., A. jukes-Brovnei Spath, A. evolutum Spath, A. vectense Spath, A. whitei Matsumoto, Scaphites aequalis Sow., S. obliquus Sow.			Cucullaea obtusa (Sow.), C. gigantea (Sow.), Chlamys orbicularis Sow., Exogyra (Amphidonta) columba Lamk., Panope mandibula Sow., Inoceramus scalprum Bohm, I. orbicularis Munot, I. pictus Sow., I. virgatus Schlut., Roemeriella elegantissima (Repelin), Avellana cassis Orb., Catopygus cf. colombarius Arch.
Зона Euomphaloceras euomphalum п/3 Mesogaudryceras leptonema	Eutrehoceras ex gr. <i>sublaevigatum</i> (Orb.), Phylloceras whiteavesi (Kossmat.), Neophylloceras seresitense (Perv.), Mesogaudryceras leptonema (Sharpe), Anagaudryceras calsuensis Manija, Schloenbachia coupei (Brong.), Schl. varians michailovi Mnija, Schl. subtuberculata (Sharpe), Schl. kopetdagensis Manija, Schl. kamy-schlaenensis Manija, Sch. varians varians (Sow.), Sch. pcelincevi Manija sp. nov., Sch. turkmenensis Manija sp. nov., Sch. orbignyi Manija sp. nov., Sch. ventriosa Stiel., Sch. semenovi Manija sp. nov., Schl. quadrata Spath, Sch. subquadrata Manija, Acanthoceras whitei Mats., A. hippokostanum (Sow.), A. vectense Spath, A. evolutum, Euomphaloceras euomphalum (Sharpe), E. cuningtoni (Sharpe), E. cf. <i>lonsdalei</i> (Adkins), E. meridionale (Stoliczka).			Nucula pectinata (Sow.) Cucullaea glabra Perk., Neitheia quenquecostata (Sow.), Amphidonta columba (Lamk.), Panopea mandibula Sow., Inoceramus scalprum Bohm, I. orbicularis Munst., I. pictus Sow., I. virgatus Schlut., Roemeriella elegantissima (Repelin), Tessarolax bicarinata triplicata Benko-Cabalay, Tudicla subcarinata Arch., Avellana cassis Orb., Murex calcar Sow., Discoidea minina Agass., Catopygus colombarius Arch., Pseudoholaster bicarinatus Agass., Epiaster angulosus Szorenyi, Hemiaster morrissi Forbes.
Зона Euomphaloceras grossouvrei п/3 Placenticeras	Eutrehoceras ex gr. <i>sublaevigatum</i> (Orb.), Neophylloceras seresitense (Perv.), Tetragnostes spathi Breistroffer, Zelandites subinflatus Manija sp. nov., Anisoceras plicatile (Sow.), Stomohamites simplex (Orb.), Turrilites costatus (Lamk.), T. acutus Passy, T. scheuchzerianus Bosc., Puzosia planulata (Sow.), P. sharpei Spath, Austiniceras cf. austini (Sharpe), Schloenbachia varians varians (Sow.), Schl. varians michailovi Manija subsp. nov., Schl. varians atabekiani Manija subsp. nov., Schl. pcelincevi Manija sp. nov., Schl. coupei (Brong.), Schl. quadrata Spath, Schl. sharpei Spath, Schl. costata			Nucula pectinata (Sow.), Cucullaea obtusa (Sow.), C. gigantea (Sow.), C. glabra Park., Suncyclonema mailleana (Orb.), Chlamys orbicularis Sow., Neitheia quenquecostata (Sow.), Inoperna flagellifera (Forbes), Pterotrigonia caspia Burk., Panope mandibula Sow., Inoceramus scalprum Bohm. I. orbicularis Munst., I. pictus Sow., I. virgatus Schlut., Nummocalcar kopetdagensis Arust., Semisolarium leymerie Archiac,

Поль-ярусы	Зоны и подзоны	Головоногие моллюски	Пластинчатожаберные, гастроподы, морские ежи
ВЕРХНИЙ	Зона Eumphaloceras eumphalum п/з Placenticeras grossouvrei	(Sharpe), Schl. dorsetensis Spath, Schl. trituberculata Spath, Schl. tetramata (Sow.), Sch. subvarians Spath, Schl. subtuberculata (Sharpe), Schl. lymensis Spath, Schl. devonensis Spath, Schl. ventriosa Stiel., Schl. naidini Manija sp. nov., Schl. luppovi Manija sp. nov., Schl. orbignyi Manija sp. nov., Schl. donovani Manija sp. nov., Schl. kopetdagensis Manija sp. nov., Schl. spathi Manija sp. nov., Schl. semenovi Manija sp. nov., Schl. turkmenensis Manija sp. nov., Schl. kamyschlaensis Manija sp. nov., Forbesciceras obtectum (Sharpe), F. nodosum (Crick), Sharpeiceras inconstans (Schlüt.), Acanthoceras evolutum Spath, A. vectense Spath, A. hippocostanum (Sow.), A. quadratum Crick, Acampsoceras bondoi Manija sp. nov., Paracampsoceras sartensis (Guer.), Scaphites aequalis (Sow.), S. obliquus (Sow.), Placenticeras grossouvrei Semenov, Pl. arvasensis Manija sp. nov., Pl. kamyschlaensis Manija sp. nov.	Roemeriella elegantissima (Repellin), Tessarolax bicarinata triplicata Behce-Cabalay, Tudicla subcarinata Arch. Avelana cassis Orb., Murex calcar Sow.
	НИЖНИЙ	Mantelliceras mantelli	Eutrephoceras ex gr. sublaevigatum (Orb.), Cymatoceras cf. altus Whiteav., Neophylloceras seresitense (Perv.), Sciponoceras baculoides (Mant.), Sc. subbaculoides Gein., Paraturrillites essenensis Gein., P. ceomanensis Schlüter, P. lewesiensis Spath., Hypoturrites gravesianus (Orb.), H. tuberculatus (Bosc.), H. mantelli (Sharpe), H. sneegansi Dubourdieu, H. carcitanensis (Matheron), Ruzosia planulata (Sow.) Hyphoplites falcatus falcatus (Mant.), H. interpolatus Wright et Wright, H. falcatus aurora Wright et Wright, H. campichei Spath, H. crassofalcatus (Sem.), H. crassofalcatus horridus Wright et Wright, H. curvatus (Mant.), H. arausionensis Heb. and Mun. — Chalm., H. pseudofalcatus (Sem.), Schloenbachia varians varians (Sow.) Schl. varians micbailovi Manija subsp. nov., Schl. varians atabekiani Manija subsp. nov., Schl. pevelincevi Manija sp. nov., Schl. coupei (Brongn.), Schl. sharpei Sem., Schl. costata (Sharpe), Schl. dorsetensis Spath, Schl. trituberculata Spath, Schl. tetramata (Sow.), Schl. subtuberculata (Sharpe), Schl. lymensis Spath, Schl. subvarians Spath, Schl. devonensis Spath, Schl. ventriosa Stieler, Schl. naidini Manija sp. nov. Schl. orbinyi Manija sp. nov., Schl. donovani Manija sp. nov., Schl. spathi Manija sp. nov., Schl. turkmenensis Manija sp. nov., Schl. kamyschlaensis Manija sp. nov., Sch. semenovi Manija sp. nov., Mantelliceras mantelli (Sow.), M. cantianum Spath, M. tuberculatum Spath, M. batheri Spath, M. hyatti Spath, M. hyattiforme Collignon, M. pseudohiatti, Collignon, M. sixsbii (Sharpe) M. ventnorense Dien., M. couloni (Orb.), M. biroi Collignon, M. agrawely Collignon, M. lateretuberculata Collignon, M. discoidale Kossmat, Sharpeice-

Подъярусы	Зоны и подзоны	Головоногие моллюски	Пластинчатожаберные, гастроподы, морские ежи
	Mantelliceras mantelli	ras laticlavium (Sharpe), S. occidentale Benév. — Soc. S. schliiteri Hyatt, Anaplacenticeraceras turkmenense Iljin.	
НИЖНИЙ	Зона Schloenbachia subplana	Eutrephoceras sublaevigatum (Orb.) Idichamites alternatus (Mant.), Stomohamites duplicatus (Pict. et Camp.) Sciponoceras baculoides (Mant.), Sc. subbaculoides (Gein), Paraturrilites lewesiensis Spath, P. dorsotensis Spath, Hyppoturrilites carcitanensis (Matheron), Puzosia planulata (Sow.), Hyphoplites campichei Spath, Schloenbachia varians varians (Sow.), Sch. varians michajilovi Manija sp. nov., Schl. varians atabekiani Manija sp. nov., Sch. coupei (Brong.), Schl. ventriosa Stieler, Schl. subtuberculata (Sharpe), Schl. glabra Spath, Sch. costata (Sharpe), Schl. sharpei Semenov, Schl. trituberculata Spath, Schl. lymensis Spath, Schl. subvariens, Spath, Schl. subplana (Mant.), Schl. najdini Manija sp. nov., Schl. schluteri Manija sp. nov., Anaplacenticeraceras turkmenensis Iljin, Neohibolites ultimus (Orb.).	Nucula pectinata (Sow.), Grammatodon carinatus (Sow.), Syncyclonema mailleana Orbig., Linotrigenia spinosa (Park.), Inoceramus cripsi Mant., Semisolarium leymerie Archiac, Roemerella elegantissima (Repe- lin).

38,0 м; в Центральном Копетдаге (Скобелевская синклинали) — 29,0 м; в Западном Копетдаге (ущ. Арваз — 66,0 м; Сумбар, г. Исак — 36,0 м; ущ. Камышлы — 42,0 м; ущ. Чалсу — 36,0 м; к. Секиз-Хан — 36,0 м; ущ. Канавчай — 39,0 м).

Большое разнообразие ископаемой фауны, в том числе аммонитов, в разрезах сеномана изученной территории делает возможным широкое сопоставление этих отложений на территории Туркмении. Так, например, находки *Mantelliceras* sp. ind. и *Calycoceras bathyomphalum* (Kossmat) в Юго-Западных отрогах Гиссарского хребта позволяют установить в разрезе сеноманского яруса присутствие его нижнего и верхнего подъярусов.

Нижнесеноманские зоны *Schloenbachia subplana* и *Mantelliceras mantelli* Южной Туркмении сопоставляются со слоями *Lopha dichotoma* Bayli и *Mantelliceras* sp. ind. Юго-Восточной Туркмении (Гаурдак, Кугитанг). Такая параллелизация подкрепляется находками аммонитов рода *Mantelliceras* ниже зоны *Placenticeraceras gaurdakense*, *Rotaliatina asiatica* и *Batraspira angusta* в Гаурдакском районе (Ходжа-Шейлек).

Верхнесеноманские зоны: *Euomphaloceras euomphalum*, *Acanthoceras rhotomagense* и *Protacanthoceras kopetdagensis* Южной Туркмении (Копетдаг, Гяурдаг и Горный Бадхыз) соответственно параллелизуются с зонами Юго-Восточной Туркмении (Гаурдак, Кугитанг): *Placenticeraceras gaurdakense*, *Rotaliatina asiatica* и *Batraspira angusta*; *Eoradialites kugitangensis* и *Archimedeia asiatica* и зоной *Placenticeraceras lenticulare*, *Korobkovitrigonia darwaseana* и *Paragaudryina asiatica*.

Самая верхняя зона верхнего сеномана сопоставляемых регионов устанавливается на основании совместных находок в ней аммонитов *Placenticeraceras lenticulare* Lurrov и *Calycoceras bathyomphalum* (Kossmat).

Сопоставление схем зонального расчленения сеноманского яруса
Южной и Восточной Туркмении

Южная Туркмения. А. А. Манья, 1969, 1972. (Копет-Даг, Гяурдаг, Горный Бадхыз).	Восточная Туркмения. Г. Н. Джабаров, А. А. Манья и др., 1970 (Гаурдак-Кугитангский район).
Зона <i>Protacanthoceras kopetdagensis</i>	Зона <i>Placentoceras lenticulare</i> , <i>Korobkovitrigonia darwaseana</i> и <i>Paragaudryina asiatica</i> .
Зона <i>Acanthoceras rhotomagense</i>	Зона <i>Eoradialites kugitangensis</i> и <i>Archiinedea asiatica</i> .
Зона <i>E. euomphalum</i> П/з <i>Mesogaudryceras lephthomena</i> . П/з <i>Placentoceras grossouvre</i>	Зона <i>Placentoceras gaurdakense</i> , <i>Rotaliatina asiatica</i> и <i>Bathraspira angusta</i> .
Зона <i>Mantelliceras mantelli</i>	Слои с <i>Lopha dichotoma</i> Bayle и <i>Mantelliceras</i> sp. ind.
Зона <i>Schloenbachia subplana</i>	

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях в Закаспийском крае летом 1913 г. Известия Геол. ком., т. XXXIII, № 8, 1914.
2. Александров В. В. От Доуруна до долины Дивана. Труды ВГРО, вып. 170. Л., 1932.
3. Атабекян А. А. и Лихачева А. А. Верхнемеловые отложения Западного Копетдага. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 10, Труды ВСГЕИ, нов. серия, т. 62. Ленинград, 1961.
4. Атабекян А. А., Бобкова Н. Н., Луппов Н. П. Восточные части альпийской области Скифско-Туранской плиты и прилегающие территории (Средняя Азия), стр. 517—526, табл. II в сб. «Геологическое строение СССР», т. 1, «Стратиграфия». Изд-во «Недра». М., 1968.
5. Бобкова Н. Н. Стратиграфия верхнемеловых отложений и позднемеловые пластинчатожаберные моллюски Таджикской депрессии. Тр. ВСЕГЕИ. Проблема нефтегазоносности Ср. Азии, № 8, т. 54. Ленинград, 1961.
6. Богданович К. И. К геологии Средней Азии. Описание некоторых осадочных образований Закаспийского края и части Северной Персии. Записки Спб мин. об-ва, 2-я серия, ч. 26. Спб, 1889.
7. Богданович К. И. К геологии Средней Азии. Записки Спб, мин. об-ва, сер. 26. Спб, 1890.
8. Джабаров Г. Н., Манья А. А., Курылева А. М. Основы биостратиграфии верхнего мела Туркмении. Изв. АН ТССР сер. ФТХ и ГН, № 4, 1970.
9. Джабаров Г. Н., Манья А. А., Курылева А. М. Стратиграфические схемы Туркмении; их сопоставление и обоснование возраста выделенных подразделений по Южной и Восточной Туркмении. В сб.: Опорные (типовые) разрезы верхнемеловых отложений Южной и Восточной Туркмении. Ашхабад, 1970.
10. Ильин В. Д. Стратиграфия верхнемеловых отложений Западного Узбекистана и сопредельных районов Туркмении. Материалы по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. Тр. ВНИГНИ. Вып. XXII. Ленинград, 1959.
11. Ильин В. Д. Верхнемеловые отложения центральных областей Средней Азии и их фауна. Автореферат диссертации на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук. Москва, 1969.
12. Калугин П. И. Верхнемеловые отложения Центрального и Восточного Копетдага. Геология СССР, т. XXII, М., Госгеолиздат, 1957-а.
13. Калугин П. И. Верхнемеловые отложения Бадхыза. Геология СССР, т. XXII, Госгеолтехиздат, М., 1957-б.
14. Калугин П. И. Верхнемеловые отложения Туркмении. Геология СССР, т. XXII, М., Госгеолтехиздат, 1957-в.
15. Калугин П. И., Дмитриев А. В. Верхний мел Горного Бадхыза. Тр. Института геологии АН ТССР, т. IV. Ашхабад, 1962.
16. Калугин П. И., Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. Стратиграфия верхнемеловых и палеогеновых отложений Копетдага и Бадхыза. Ашхабад, 1964.
17. Манья А. А. Сеноманские отложения Центрального Копетдага (Скобелевская синклинали). В сб.: Геология и полезные ископаемые Туркмении, вып. 3, «Стратиграфия». Ашхабад, 1969.

18. Нацкий А. Д. Краткий очерк об исследованиях в Кюрен-Даге в 1913 году. Известия Геол. ком., т. XXXIII, 1914.
19. Нацкий А. Д. О геологических исследованиях в Закаспийской области весной 1914 г. Известия геол. ком., т. XXXIV, № 5, 1915-а.
20. Никшич И. И. Копет-Даг. Геологические и гидрогеологические исследования в Полтараком уезде Туркменской области в 1923 г. Ташкент. Изд. Управления водного хоз-ва Туркменской республики, 1924.
21. Обручев В. А. Предварительный отчет геологических исследований в Закаспийской области в 1886 г. Известия Геол. ком., т. VI, № 5, 1887.
22. Обручев В. А. Закаспийская низменность. Записки ИРГО по общей географии, т. 20, № 3, изд. 2. М. 1890.
23. Сукачева М. П. Верхнемеловые отложения Западного Копет-Дага. Геология СССР, т. XXII, ч. I. М. Госгеолтехиздат, 1957-а.

Г. Е. КОЖЕВНИКОВА

ЗОНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРАМИНИФЕР ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОПЕТ-ДАГА

Территория Копет-Дага занимает промежуточное положение между Крымско-Кавказской областью, с одной стороны, и восточными разрезами Средней Азии, Ферганы и Таджикской депрессии—с другой, поэтому фауна фораминифер, заключенная в осадках палеогена этого региона, носит смешанный характер. В северо-западных разрезах региона, к которым относится Центральный Копет-Даг, находится большое число видов, характерных для палеогеновых отложений западной части Туркмении, Крымско-Кавказской области и Средиземноморья, тогда как в юго-восточных разрезах (Гяурский и Восточный Копет-Даг) наряду с крымско-кавказскими видами в комплексе присутствуют среднеазиатские, иногда преобладающие над первыми. Кроме того, встречаются эндемичные виды, характерные только для изучаемой территории Копет-Дага.

На основании изучения распространения руководящих и сопутствующих им характерных видов в палеогеновых отложениях Центрального, Гяурского и Восточного Копет-Дага было выделено несколько зональных комплексов фораминифер (Кожевникова, 1969), последовательно сменяющих друг друга в разрезах (табл. 1, 2).

При этом под «зональным» комплексом фораминифер нами понимаются виды, характерные для данного комплекса, но имеющие более широкий диапазон распространения, и руководящие или зональные виды — узкого вертикального распространения.

Характерные виды, встречаясь иногда как в подстилающих, так и покрывающих отложениях, образуют зачастую максимум своего развития только в пределах распространения данного комплекса. Таким образом, между выделенными комплексами фораминифер наблюдается их преемственность. Руководящие виды большинства зональных комплексов встречаются в меньшем числе экземпляров, иногда их распространение прерывистое. Поэтому выделить то или иное зональное подразделение в разнофациальных отложениях Копет-Дага помогают сопутствующие им характерные виды. В результате нахождения характерных общих видов в одновозрастных зональных комплексах исследованной территории проведено их сопоставление между собой и осуществлена «привязка» местной зональной схемы Копет-Дага к ярусам единой стратиграфической шкалы палеогена юга СССР.

НИЖНИЙ ПАЛЕОЦЕН

В нижнепалеоценовых отложениях (инкерманский ярус) выделяется два комплекса: нижний — комплекс фораминифер зоны *Asaripina* ①

Таблица 1

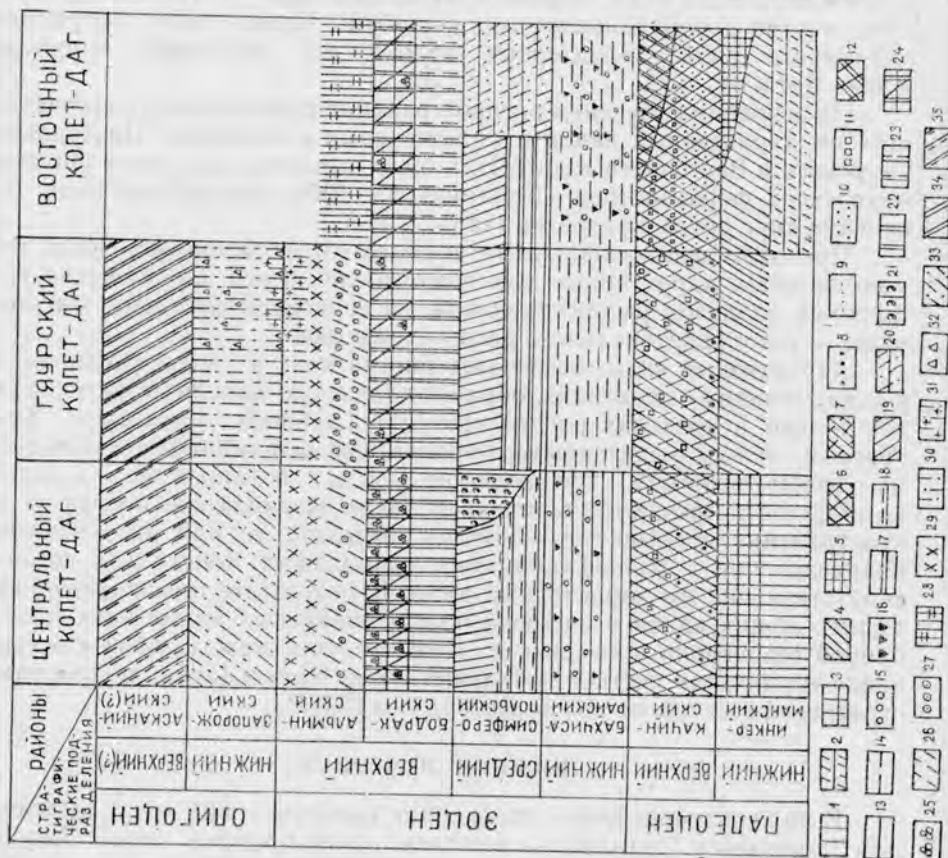


Схема сопоставления комплексов фораминифер в палеогеновых отложениях Копет-Дага.

Условные обозначения: 1 — комплекс зоны *Asarina inopians* с зональным видом; 2 — комплекс с *Miliolidae*; 3 — комплекс зоны *Globorotalia angulata* с зональным видом; 4 — комплекс с *Anomalinidae*, *Nonionidae* и *Miliolidae*; 5 — комплекс с *Asarina multifloculata*; 6 — комплекс зоны *Asarina subphaerica*; 7 — комплекс зоны *Asarina subphaerica* без зонального вида; 8 — присутствие в комплексе *Globorotalia tadjikistanensis aff. djanaensis*; 9 — присутствие в комплексе мелких *Globorotalia* и *Asarina*; 10 — присутствие в комплексе *Globorotalia angulata*; 11 — присутствие в комплексе *Cibicides lectus*; 12 — комплекс зоны *Globorotalia ex gr. tadjikistanensis*; 13 — комплекс зоны *Globorotalia subbotinae* с зональным видом; 14 — комплекс зоны *Globorotalia subbotinae* без зонального вида; 15 — присутствие группы видов *Truncorotalia marginodentata* и *Globorotalia crassata*; 16 — присутствие *Gaudryina pavarghana*; 17 — комплекс зоны *Truncorotalia aragonensis* с зональным видом; 18 — комплекс зоны *Truncorotalia aragonensis* без зонального вида; 19 — комплекс с *Asarina crassaeformis*; 20 — комплекс с *Asarina pentacamerata*; 21 — комплекс пуммулито-дискоидального горизонты; 22 — комплекс слоев с *Bolivina subreclinata* и *Asarina kiewensis* с зональными видами; 23 — комплекс слоев с *Bolivina subreclinata* и *Asarina kiewensis* без *Bolivina*; 24 — комплекс слоев с *Globigerina turmenica*; 25 — присутствие *Globigerina turmenica*; 26 — комплекс слоев с *Anomalina vialovi*; 27 — присутствие *Anomalina vialovi*; 28 — комплекс слоев с *Plectofrondicularia*, *Uvigerina jacksonensis* и *Radiolaria*; 29 — комплекс слоев с *Cyclammina transcaspensis*; 30 — комплекс слоев с *Anomalina munda*; 31 — присутствие в комплексе *Bolivina antegressa* и *Marginulina behmi*; 32 — присутствие в комплексе *Uvigerina ex gr. californica*; 33 — комплекс слоев с *Saucasina schischinskajae*; 34 — комплекс слоев с *Nonionidae* и *ostracodami* с обедненным составом фораминифер и с обилием *ostracodami*; 35 — комплекс слоев с *Nonionidae* и *ostracodami* с незначительным содержанием *ostracodami*, но с обилием разнообразных фораминифер.

inconstans (= комплекс с *Miliolidae*) и верхний — комплекс зоны *Globorotalia angulata* (= комплекс с *Anomalinidae*, *Nonionidae*, *Miliolidae* и *Acarinina multiloculata*).

Комплекс фораминифер зоны *Acarinina inconstans* (= комплекс с *Miliolidae*)

Характерными видами этого комплекса для изучаемой территории являются: *Acarinina inconstans* (Subb.), *A. praecursoria* Moroz., *Globigerina trivialis* Subb., *Anomalina ekblomi* (Brotz.), *Miliolidae* и некоторые другие виды. Наибольшего видового разнообразия комплекс данной зоны достигает только в разрезах Центрального Копет-Дага, где помимо перечисленных выше видов встречаются: *Spiroplectammina kurtishensis* (Balakhm.), *Verneuilina kelleri* Moroz., *Heterostomella gigantea* Subb. subsp. *turcmenica* Moroz., *Coleites reticulosus* Plumm., *Loxostomum applinae* (Plumm.), *L. pleitum* (Carsey), *Bifarina tezhevaensis* Moroz. et *Kozhevnikova*, *Reussella minuta* (Marss.) и др., большая часть из которых встречается как в верхнедатских, так и нижнепалеоценовых отложениях других областей юга СССР. В восточных частях Копет-Дага, в связи с изменением фациальной обстановки, комплекс фораминифер зоны *Acarinina inconstans* или совсем не обнаружен (Гяурс-Дар), или замещается комплексом с преобладанием раковин милолид. Общими видами для нижней части нижнепалеоценовых отложений Центрального и Восточного Копет-Дага являются *Acarinina praecursoria* Moroz., милолиды и *Anomalina ekblomi* (Brotz.).

Комплекс фораминифер зоны *Globorotalia angulata* (= комплекс с *Anomalinidae*, *Nonionidae* и *Miliolidae*, местами комплекс с *Acarinina multiloculata*)

Планктонный комплекс фораминифер с зональным видом *Globorotalia angulata* (White) обнаружен только в разрезах Центрального Копет-Дага (см. табл. 1, 2). В районах Гяурского и Восточного Копет-Дага он замещается комплексом бентосных фораминифер с преобладанием аномалинид (*Anomalina ekblomi*, *A. danica*, *Cibicides* aff. *praecursorius*, *C. simplex*, *C. succedens*), нонионид (*Nonion* sp., *N. ex gr. laevis*) и милолид (*Quinqueloculina* sp., *Triloculina* cf. *regularis*), а в верхней части нижнепалеоценовых отложений восточных разрезов Копет-Дага (Шурджа, Ходжа-Булан) — мелким планктоном (с *Acarinina multiloculata* Moroz. и *Globorotalia* sp.). Общих видов для верхней части нижнего палеоцена всех изученных районов Копет-Дага мало, к ним относятся мелкие *Trochammina* sp., а также *Anomalina ekblomi* (Brotz.) и *Cibicides succedens* Brotz.

В связи с тем, что по стратиграфическому положению во всех изученных разрезах исследованный комплекс фораминифер залегает под слоями с характерными верхнепалеоценовыми фораминиферами зоны *Acarinina subsphaerica*, он относится к нижнему палеоцену.

Общими видами нижнего палеоцена Копет-Дага и инкерманского яруса Северного Кавказа (разрез по р. Кубани, МСК, 1962) являются: *Acarinina inconstans* Subb., *A. praecursoria* Moroz., *Globigerina trivialis* Subb., *G. pseudobulloides* Plumm., *G. triloculinoides* Plumm., *G. edita* Subb., *Globorotalia angulata* (White) и др. Близкий комплекс фораминифер обнаружен в нижнем палеоцене Западного Копет-Дага и Малого Балхана (Шуцкая и др., 1963, 1969; Шуцкая, 1970; Сарыев и др., 1967; Морозова и др., 1967; Халилов, 1948; Невзорова и др., 1967, 1969; Саперсон, Бугрова, Травина, 1967; Дмитриев и др., 1969, 1970). Нижнепалеоценовый возраст подтверждают также остатки моллюсков

(*Ostrea montensis* Cossm. и др.), обнаруженных в разрезах Копет-Дага совместно с мелкими фораминиферами (Дмитриев, 1965; Джабарова, 1965). Типичные экземпляры этого вида встречаются в монтском ярусе Бельгии и инкерманском ярусе Крыма.

Таким образом, по сходным комплексам мелких фораминифер и моллюсков нижнепалеоценовые отложения Центрального, Гяурского и Восточного Копет-Дага (зона *Acarinina inconstans* и *Globorotalia angulata*) сопоставляются с инкерманским ярусом Крымско-Кавказской области в объеме зон *Acarinina inconstans*, *Globorotalia angulata* и *Globorotalia conicotruncata* (Материалы МСК, 1965; Геологич. строение СССР, т. I, 1968). В восточных разрезах палеогена Средней Азии выделенным биостратиграфическим подразделениям изученной территории Копет-Дага, очевидно, соответствуют акджарские слои и, возможно, табакчинский горизонт Таджикской депрессии (Морозова, Крейденков, Давидзон, 1965).

ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЦЕН

В верхнепалеоценовых отложениях (качинский ярус) Копет-Дага выделяется комплекс зоны *Acarinina subsphaerica*, который в разрезах Гяурского и Восточного Копет-Дага в свою очередь подразделяется внизу на комплекс с *Globorotalia tadjikistanensis* subsp. *djanaensis* или комплекс с мелкими *Globorotalia* и *Acarinina*, а сверху — на комплекс с *Cibicides lectus* и местами комплекс с *Globorotalia* ex gr. *tadjikistanensis* (см. табл. 1, 2).

Комплекс зоны *Acarinina subsphaerica*

Характерными видами зоны, помимо зонального вида *Acarinina subsphaerica* Subb., являются *Acarinina mckannai* (White), *A. microsphaerica* Moroz., *A. falsospiralis* Davidz. et Moroz., *Globorotalia tadjikistanensis* subsp. *djanaensis* Schutzk., *G. ex gr. tadjikistanensis* N. Bykova, *G. aequa* Cushm. et Renz., *Anomalina pilleus* Vass., *Cibicides lectus* Vass., *Robulus infrasuzakensis* N. Bykova и др. Распространение характерных планктонных видов по площади прерывистое, большая часть из них (группа видов *Acarinina subsphaerica*) из-за изменения литофаций в Гяурском Копет-Даге не обнаружена, зато имеет широкое развитие в Центральном и Восточном Копет-Даге. Виды, близкие к *Globorotalia tadjikistanensis* subsp. *djanaensis*, наоборот, встречаются только в разрезах Гяурского Копет-Дага. Большое число общих видов для зоны имеется среди бентосных фораминифер, к числу которых относятся многие аномалиниды (*Anomalina pilleus*, *Cibicides lectus*, *C. pseudoperlucidus*, *Anomalina acuta*, *Karrerria fallax*), лягениды (*Robulus infrasuzakensis*, *Lenticulina turbinata*, *Vaginulina robusta*), дискорбиды (*Gyroidina cetera*, *G. depressaeformis*) и др. Для нижней подзоны (комплекс с *Globorotalia tadjikistanensis* subsp. *djanaensis* или комплекс с мелкими *Globorotalia* и *Acarinina*) весьма характерно присутствие в небольшом числе экземпляров планктонных и бентосных видов, встречающихся и в подстилающих отложениях нижнего палеоцена, но почти не переходящих в верхнюю часть зоны. К числу этих видов относятся: *Globigerina pseudobulloides* Plumm., *G. (Planorotalia) compressa* Plumm., *G. edita* Subb., *Globorotalia imitata* Subb., *G. pseudomenardii* Bolli, *G. angulata* (White), *Acarinina* aff. *inconstans* (Subb.), *Stensiöina caucasica* Subb., *S. whitei* Moroz., *Anomalina ekblomi* (Brotz.), *A. praeacuta* Vass., *A. (Gavelinella) pertusa* (Marss.), *Cibicides hemicompressus* Moroz., *C. praecursorius* (Schw.), *C. burlingtonensis* Jenn. и др. К вновь появившимся видам, развитым

только в нижней подзоне зоны *Acarinina subsphaerica*, следует отнести *Globorotalia tadjikistanensis* subsp. *djanaensis* Schutz., *Globorotalia* sp. (nov. sp.), *Acarinina* ex gr. *multiloculata* Moroz. и *Kolchidina manyshensis* (N. Bykova).

В верхней подзоне (комплекс с *Cibicides lectus*) изученных районов Копет-Дага появляются *Robulus infrasuzakensis* N. Bykova, *Cibicides lectus* Vass., *C.* ex gr. *suzakensis* N. Bykova*, *Globigerina inaequispira* Subb. Больше развитие, чем в нижней подзоне, имеют *Gyroldina cetera* N. Bykova, *G. depressaeformis* N. Bykova, *Acarinina* aff. *acarinata* Subb. и группа видов *Acarinina subsphaerica* Subb. (*A. mckannai*, *A. falsospiralis*) и др.

Комплекс фораминифер верхней подзоны зоны *Acarinina subsphaerica* имеет значительное число общих видов, распространенных во всех трех изученных районах Копет-Дага, в связи с чем он хорошо выделяется в разрезах Западного Копет-Дага (Морозова, Кожевникова, Курылева, 1967; Дмитриев и др., 1969, 1970), а также Бадхыза (Бугрова, 1961), Марыйского района (Ткачук, 1962; Кулиев и др., 1966), Гаурдак-Кугитангского района и Северной Туркмении (Бугрова, Саперсон и др., 1963, 1967; Кожевникова, Посаднев и др., 1967-ф).

Характерными общими видами фораминифер для вышеуказанной зоны верхнепалеоценовых отложений Копет-Дага и зон *Globorotalia tadjikistanensis djanaensis*, *Acarinina subsphaerica* и *Acarinina acarinata* качицкого яруса Крыма и Кубани (Материалы постановл. МСК, 1965) будут: *Spiroplectamina variata* Vass., *Cibicides lunatus* (Brotz.), *Globigerina nana* Chal., *G. variata* Subb., *G. eocaenica* Terq., *Globorotalia tadjikistanensis* (N. Bykova) subsp. *djanaensis* Schutz., *Acarinina subsphaerica* (Subb.), *A. mckannai* (White) и др. Верхнепалеоценовый возраст определяют и комплексы моллюсков (*Cardita* ex gr. *pectuncularis* Lam., *C. trigonica* Netsch., *Cyprina morissi* Sow., *Cucyllaea volgensis* Barb., *Gryphaea antiqua* Schw. и др.), обнаруженные совместно с комплексом фораминифер зоны *Acarinina subsphaerica* в Копет-Даге (Дмитриев и др., 1969, 1970) и в качинском ярусе Крыма, Поволжья, Мангышлака. Близкие сообщества корненожек и моллюсков находят широкое распространение в южных районах Туркмении, где им отвечают одновозрастные отложения верхнего палеоцена. Много общих видов простейших и моллюсков встречено в отложениях с *Acarinina quadrato-septata* — аруктаузского и *Acarinina tadjikistanensis* — каратагского горизонтов Таджикской депрессии (Морозова, Крейденков, Давидзон, 1965).

НИЖНИЙ ЭОЦЕН

В нижнеэоценовых отложениях (бахчисарайский ярус) Копет-Дага выделяется комплекс фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae*, который в Восточном Копет-Даге объединен в комплексе зоны *Globorotalia subbotinae* и *Gaudyina pavaagana* (см. табл. 1, 2).

Комплекс фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae*

Планктонный комплекс фораминифер этой зоны с зональным и характерными видами *Globorotalia subbotinae* Moroz., *G. crassata* Cushm., *Truncorotalia marginodentata* (Subb.), *Acarinina pentacamerala* Subb. var. *camerala* Chal. и др. обнаружен только в разрезах Центрального

* В районе Гаур-Дага виды *Cibicides lectus* Vass. и *Cibicides lectus* Vass. типа *C. suzakensis* N. Bykova распространены не только в верхней подзоне зоны *Acarinina subsphaerica*, но и несколько ниже ее подошвы, т. е. в верхней части нижней подзоны этой зоны.

и частично Восточного Копет-Дага. В районе Гяурс-Дага он замещается бентосным комплексом фораминифер, среди которого общими видами для всех изученных районов Копет-Дага будут *Clavulina pseudohumilis* Moroz., *Nodosaria affinis* Orb., *Anomalina granosa* (Hantk.), *Cibicides pseudoperlucidus* N. Выкова, *Pullenia quinqueloba* Reuss, *Bulimina quadrata* Plumm. и некоторые другие. Из пелагических форм в этом районе встречены только единичные глобигерины *Globigerina pseudoeosaena* Subb., *G. inaequispira* Subb. Принадлежность вышеуказанного комплекса мелких фораминифер к нижнему эоцену подтверждается совместным их захоронением с остатками моллюсков

Gryphaea camelus Burac. var. *extensa* Vial., *G. fragosa* Dmitr., *Ostrea hemiglobosa* Rom., широко распространенных, помимо Гяурского и Восточного Копет-Дага, в сузакских слоях Бадхыза и в нижнеэоценовых отложениях Прикарабагазья и Большого Балхана (Дмитриев, Джабарова и др., 1969, 1970).

Помимо планктонных фораминифер, для зоны *Globorotalia subbotinae* большинства изученных районов характерны *Gaudryina navarroana* Cushman., *Marginulina eofragaria* Balakhin., *Anomalina granosa* (Hantk.), *Uvigerina elongata* Cole и другие, имеющие большое площадное распространение в нижнеэоценовых отложениях Туркмении (Бугрова, Саперсон и др., 1963, 1967).

Общими видами фораминифер для нижнеэоценового комплекса зоны *Globorotalia subbotinae* Копет-Дага и бахчисарайского яруса стратотипического и парастратотипического разрезов палеогена юга СССР являются *Globorotalia subbotinae* Moroz., *Truncorotalia marginodentata* Subb., *Acarinina pentacamerata* var. *camerata* Chal., *Globigerina pseudoeosaena* Subb. Из моллюсков для бахчисарайского яруса характерна *Gryphaea camelus* Burac.

Таким образом, нижнеэоценовые отложения Копет-Дага с комплексом фораминифер зоны *Globorotalia subbotinae* относятся к бахчисарайскому ярусу палеогена юга СССР. На востоке Средней Азии отложениям зоны *Globorotalia subbotinae* Копет-Дага соответствуют сузакские слои в объеме зон песчанистых фораминифер, *Heterostomella pseudonavarroana* и переходных слоев (Быкова, 1963) или зоны *Paragaudryina pseudonavarroana* и переходных слоев (Морозова, Крейденков, Давидзон, 1965).

СРЕДНИЙ ЭОЦЕН

В среднеэоценовых отложениях (симферопольский ярус) выделены три комплекса фораминифер (см. табл. 1, 2): комплекс зоны *Truncorotalia aragonensis* и комплекс зоны *Acarinina crassaeformis*, которые в некоторых разрезах Восточного Копет-Дага объединены в комплекс слоев с *Acarinina pentacamerata*. В районе Келята Центрального Копет-Дага среднеэоценовые осадки по фауне крупных фораминифер лютетского возраста выделены в нуммулитово-дискоциклиновый горизонт.

Комплекс фораминифер зоны *Truncorotalia aragonensis*

Вышеуказанный комплекс фораминифер с зональным видом *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.) обнаружен только в районах Гяурского (Шамли) и Восточного (Ходжа-Булан) Копет-Дага. В этих районах совместно с руководящим видом встречаются *Truncorotalia* ex gr. *lensiformis* (Subb.), *Cibicides* (*Cemellides*) *shamliensis* Kozhevnikova, *Cancris* ex gr. *auricula* (Ficht. et Moll.), *Caucasina* ex gr. *suzakensis* N. Выкова и *Trochamina* ex gr. *suljuktensis* N. Выкова.

В большинстве изученных районов Копет-Дага такие характерные среднеэоценовые виды, как *Paragaudryina pseudonavarroana* (Balakhm.), *Vaginulina mexicana* Cushm., *Cibicides pseudowuellerstorfi gigas* Hagn., *Globigerina posttriloculinoides* var. *transversa* Chal., *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *A. pentacamerata* (Subb.) и другие, начинают свое развитие с зоны *Truncorotalia aragonensis* и продолжают существовать в осадках вышележащей зоны *Acarinina crassaeformis*. Более широкое распространение в эоцене имеют и обнаруженные в этой зоне *Marginulina fragaria* Gumb., *Hastigerina micra* (Cole), *Anomalina ammophila* (Gumb.), *A. affinis* (Hatk.), *Cibicides hadjibulakensis* N. Bykova, *Baggina valvulineriaformis* N. Bykova, *Globigerina eocaena* Gumb., *G. inaequispira* Subb., *G. pseudoeocaena* Subb., *Virgulina dibolensis* Cushm. et Appl. и другие формы.

Комплекс фораминифер зоны *Acarinina crassaeformis*

Среднеэоценовый комплекс фораминифер зоны *Acarinina crassaeformis* получает в разрезах Копет-Дага более широкое распространение, чем зоны *Truncorotalia aragonensis*. Зональный вид *Acarinina crassaeformis* (Gall. et Wissl) в Центральном и Восточном Копет-Даге в небольшом числе появляется с низов среднего эоцена, достигая максимума своего развития в верхней его половине. В районе Гяурс-Дага он найден только в пределах зоны *A. crassaeformis*. К числу других характерных видов комплекса относятся *Palmula vicksburgensis* (Howe), *Robulus iljini* (N. Bykova), *Acarinina pentacamerata* (Subb.) var. *mesoeocaenica* Saperson, *A. ex gr. marksi* (Martin), *Anomalina acuta* Plumm. discoidea Balakhm., *Hantkenina aragonensis* Nutt., *Hopkinsina compacta* Balakhm., *H. botryoides* Balakhm. и др. В верхней части зоны *A. crassaeformis* в незначительном количестве встречаются *Clavulinoides* aff. *australis* Balakhm. et Sapers., *Cibicides artemi* N. Bykova, *Globigerina frontosa* Subb., *Hantkenina liebusi* Schokhina, *Uvigerina costellata* Moroz. и некоторые другие характерные для более высоких горизонтов эоцена. По ряду общих планктонных видов: *Truncorotalia aragonensis* (Nutt.), *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. pseudotopilensis* Subb., *Globigerina pseudoeocaena* Subb. и *G. inaequispira* Subb. среднеэоценовые отложения Копет-Дага относятся к симферопольскому ярусу палеогена юга СССР (Материалы постановл. МСК, 1965). На востоке Средней Азии им будут соответствовать алайские слои, объединенные в некоторых разрезах в комплекс с *Ostrea turkestanensis* Rom.

ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН

В верхнеэоценовых отложениях (бодракский ярус) Центрального, Гяурского и Восточного Копет-Дага выделяется два комплекса фораминифер: комплекс слоев с *Bolivina subpectinata* и *Acarinina kiewensis* (*Acarinina kiewensis* в Восточном Копет-Даге) и комплекс слоев с *Globigerina turkmenica* (см. табл. 1, 2).

Комплекс слоев с *Bolivina subpectinata* и *Acarinina kiewensis*

Для вышеуказанных слоев, помимо руководящих видов *Acarinina kiewensis* Moroz. и *Bolivina subpectinata* Cushm., последний из которых в Восточном Копет-Даге не обнаружен, характерны дискорбиды: *Discorbis globulo-spinosa* Cushm., *D. petolifera* (Howe), *D. galearis* Chal., *D. cellatus* Kozhevnikova (msc.), *D. opercularis* var. *elegans* Haikyard; астеригериниды: *Asterigerina bimammata* (Gumb.), *A. aff. planorbis* (Orb.), *A. aff. bracteata* Cushm.; аномалиниды: *Anomalina alazanensis*

Nutt., *Cibicides arguta* N. Bykova, *C. westi* Howe; глобигериниды: *Globigerina frontosa* Subb., *Globigerina* sp. I (типа *G. ouachitaensis* Howe and Wallace); ханткениды: *Hantkenina liebusi* Schokhina, *H. mexicana* Cushm., *H. dumblei* Wenz. and Appl., *H. alabamensis* Cushm.; глобороталиды: *Acarinina rotundimarginata* Subb.; роталиды: группа видов *Rotalia lithothamnica* Uhlig, *R. heckeri* N. Bykova; булиминиды: *Reussella terquemi* Cushm., *R. recurvata* (Halkyard); боливинитиды: *Bolivina pseudointermedia* Chal., *B. lousianaeformis* N. Bykova (in litt.), *B. caucasica* Chal., *B. evidena* var. *cetera* N. Bykova (in litt.) и др. Большая часть перечисленных видов начинает свое существование только с данных слоев и в вышележащих отложениях, за исключением боливин, встречается редко. Значительного видового разнообразия комплекс слоев с *Bolivina subpectinata* и *Acarinina kiewensis* достигает в разрезе Келята Центрального Копет-Дага, где присутствует большинство из вышеперечисленных роталиид, дискорбид и астеригеринид, не обнаруженных в разрезах Гяурского и Восточного Копет-Дага. Особенностью комплекса мелких фораминифер Центрального Копет-Дага является также присутствие в заключающих их осадках многочисленных раковин дискоциклин и редких нуммулитов верхнеэоценового облика. В Восточном Копет-Даге отсутствует зональный вид *Bolivina subpectinata* и характерные роталии группы *R. lithothamnica*, а также многие астеригеринины и дискорбисы, но зато получают широкое развитие ханткенины, некоторые виды из которых обнаружены в Центральном Копет-Даге только в вышележащих слоях с *Globigerina turcmenica*.

Со слоев с *Bolivina subpectinata* и *Acarinina kiewensis* начинают свое развитие *Globigerina bulloides* Orb., *G. inflata* Orb., *Cibicides hadjibulakensis* N. Bykova, *Turrilina alsatica* Andr., *Bulimina sculptilis* Cushm., *Chilostomella balhanensis* Dain et Chal. и другие, характерные для более высоких горизонтов верхнего эоцена.

К общим видам фораминифер, встреченным в вышеуказанных слоях верхнего эоцена Копет-Дага и куберлинского и керестинского горизонтов бодракского яруса южных районов Туркмении (Саперсон, Бугрова, 1963; Шуцкая и др., 1963, 1969; Шуцкая, 1970; Сарыев и др., 1967-ф; Невзорова и др., 1967-ф; Саперсон, Бугрова, Травина, 1968; Дмитриев и др., 1969, 1970), а также стратотипического и парастратотипического разрезов палеогена юга СССР относятся: *Acarinina kiewensis* Moroz., *A. rotundimarginata* Subb., *A. crassaeformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerina frontosa* Subb., *G. pseudoeocaena* subsp. *compacta* Subb., *Hantkenina mexicana* Cushm., *H. alabamensis* Cushm. и др.

Находка этих видов дает основание на отнесение нижней части верхнего эоцена (слои с *Bolivina subpectinata* и *Acarinina kiewensis*) изученной территории Копет-Дага к куберлинскому и керестинскому горизонтам бодракского яруса палеогеновых отложений юга СССР в объеме зон *Acarinina rotundimarginata* и *Hantkenina alabamensis*, *Globigerinoides subconglobatus*. На юго-востоке Средней Азии выделенным слоям соответствует нижняя часть туркестанских слоев, объединенных Э. М. Бугровой (1967) в Бадхызе и Гаурдакском районе в зону *Robulus dimorphus* и *Acarinina kiewensis*.

Комплекс слоев с *Globigerina turcmenica*

Характерными видами этих слоев, помимо вида-индекса *Globigerina turcmenica* Chal., являются планктонные фораминиферы *Globigerina bulloides* Orb., *G. inflata* Orb., *G. azerbaijanica* Chal., *Hastigerina micra* (Cole), *Acarinina rugosoaculeata* Subb., *Gumbelitra columbiana* (Howe), а из бентоса *Spiroplectamina turgaica* Balakhm., *Baggina valvulinariaformis* N. Bykova, *Uvigerina pseudotexana* N. Bykova, *Bolivina pseudo-*

nobilis N. Выкова, *Plectofrondicularia* sp. (типа *P. striata* Hantk.), крупные *Robulus* и другие, большая часть которых появляется только с данных слоев. Некоторые из них: *Globigerina bulloides*, *G. inflata*, *Hastigerina micra*, *Baggina valvulinariaformis*, *Uvigerina pseudotexana* встречаются в небольшом числе и в подстилающих отложениях, но только в комплексе с *Globigerina turcmenica* они достигают иногда своего массового развития (например, как *Hastigerina micra* и *Baggina valvulinariaformis* в Центральном Копет-Даге (Кожевникова, 1969). Не так четко комплекс фораминифер с *Globigerina turcmenica* выражен в Восточном Копет-Даге. Здесь среди простейших продолжают существовать многие виды (*Bolivina*, *Discorbis*, *Rotalia*), начинающие свое развитие с подстилающих слоев, а сам зональный вид встречается весьма редко. Тем не менее появление ряда форм: *Discorbis ferganensis* N. Выкова, *Asterigerina lucida* Minakova, *Cancris turcmenensis* N. Выкова, *Anomalina acuta* Plumm. var. *taurica* Samoil., *Turborotalia centralis* (Cushman. et Berm.), *Virgulina dibollensis* Cushman. et Pont. var. *pressula* N. Выкова и др., характерных для туркестанских слоев Средней Азии (Выкова, 1948-ф; Бугрова, Саперсон и др., 1963, 1964, 1968), а также большое число радиолярий (*Ellipsoxiphus chabakavi* и др.) кумского облика указывает на принадлежность вмещающих их отложений к более высоким горизонтам верхнего эоцена, аналогичным кумскому горизонту. Общими видами слоев с *Globigerina turcmenica* Копет-Дага и кумского горизонта района г. Бахчисарая и р. Кубани (Материалы пос. МСК, 1965) будут: *Globigerina turcmenica* Chal., *G. azerbaijanica* Chal., *G. inflata* Orb., *Hastigerina micra* (Cole), позволяющие относить эти слои к верхней части бодракского яруса палеогена юга СССР. На востоке Туркмении отложениям с комплексом фораминифер слоев с *Globigerina turcmenica* Копет-Дага отвечает верхняя часть туркестанских слоев или зона *Gaudryina superturkestanica* (Бугрова, 1967; Кулиев и др., 1966), а на западе — зона планктонных фораминифер в составе двух подзон: *Globigerina turcmenica* и *Bolivina asiatica* (Шуцкая и др., 1963, 1969; Шуцкая, 1970; Невмирич, Сарыев и др., 1967-ф; Дмитриев и др., 1969, 1970).

В верхней части верхнеэоценовых отложений (альминский ярус) изучаемой территории Копет-Дага выделены четыре комплекса фораминифер (см. табл. 1, 2): комплекс слоев с *Anomalina vialovi*, комплекс слоев с *Cyclammina transcaspensis*, комплекс слоев с *Anomalina munda* или комплекс с *Bolivina antegressa* и *Marginulina behmi* (в Гяурском Копет-Даге) и комплекс с *Plectofrondicularia* sp., *Uvigerina jacksonensis* и радиоляриями (в Восточном Копет-Даге).

Комплекс фораминифер слоев с *Anomalina vialovi*

Из-за различий в палеобиономической обстановке бассейна на территории Копет-Дага в конце позднего эоцена откладываются разнофациальные осадки, заключающие отличные друг от друга ассоциации мелких бентосных фораминифер (см. табл. 1). Комплекс фораминифер слоев с *Anomalina vialovi* выделяется только в Центральном и Гяурском Копет-Даге, где он распространен непосредственно выше отложений верхнего эоцена, заключающих раковины *Globigerina turcmenica*.

Тем не менее и в этих районах в комплексе с *Anomalina vialovi* наблюдаются некоторые отличия, выражающиеся на западе Копет-Дага (Келята) уменьшением как числа, так и величины раковин, зонального вида, а в районе Ак-Тепе — его полным отсутствием (Кожевникова, 1969). Общие виды фораминифер этого комплекса в Центральном и Гяурском Копет-Даге: *Naiphrogragmoides* sp., *Spiroplectammina tuaevi* (Moroz.), *Baggina valvulinariaformis* (N. Выкова), *Anomalina vialovi* (N. Выкова),

Cibicides pygmeus (Hantk.), *Bolivina simplex* Balakhm., за исключением зонального вида, встречаются и в вышележащих отложениях верхнего эоцена. Перечисленные фораминиферы совместно с рядом планктонных и бентосных видов более широкого вертикального распространения, но без *Anomalina vialovi* (N. Вукова) и *Baggina valvulinariaformis* (N. Вукова) обнаружены и в слоях с *Plectofrondicularia* sp., *Uvigerina jacksonensis* и радиоляриями Восточного Копет-Дага.

Помимо вышеперечисленных бентосных фораминифер, характерными для комплекса с *Anomalina vialovi* можно назвать также *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Baggina iphigenia* (Samoilova), *Bolivina micro-lancetiformis* Subb., *Nonion laevis* Orb, присутствующих иногда в большом числе в отложениях этих слоев в Гяурском и Восточном Копет-Даге, а *Clavulina terterensis* Chal. — в Центральном Копет-Даге.

В отличие от других районов в разрезах Гяурского Копет-Дага со слоев с *Anomalina vialovi* появляются аномалины, близкие к *Anomalina munda* (N. Вукова), а также раковины *Bolivina* ex. gr. *mississippiensis* Cushm., обычно свойственные более высоким горизонтам верхнего эоцена — ханабадско-сумсарским слоям Средней Азии и верхнеэоценово-олигоценным отложениям юга СССР.

Комплекс фораминифер слоев с *Cyclammina transcaspensis*

На изучаемой территории Копет-Дага комплекс фораминифер с *Cyclammina transcaspensis* обнаружен только в Центральном и Гяурском Копет-Даге. Характерными общими видами комплекса, помимо руководящего вида-индекса *Cyclammina transcaspensis*, будут *Cyclammina* ex gr. *pseudocancellata* Chal., *Neobulimina elongata* (Orb.) типа *N. pseudoelongata* N. Вукова, *Trochammina* sp., а также перешедшие из подстилающих слоев *Alabamina almaensis* (Samoil.), *Asterigerina lucida* Minakova, *Bulimina sculptilis* Cushm. и *Uvigerina jacksonensis* Cushm. Видовой состав фораминифер в районе Гяурского Копет-Дага значительно богаче, чем в Центральном Копет-Даге (Келята). Помимо перечисленных форм здесь присутствуют: *Anomalina* aff. *munda* (N. Вукова), *Cibicides khanabadensis* Mjassn., *C.* aff. *pseudoungerianus* Cushm., *C. dutemplei* (Orb.), *Planulina costata* (Hantk.), *Melonis dosularensis* (Chal.), *Florilus* aff. *bouanus* (Orb.), *Nonionella bykovae* Volosh., *Virgulina schreibersiana* Czjzek, *Uvigerina byramensis* Cushm., *Bolivina* ex gr. *mississippiensis* Cushm. и др.

В Восточном Копет-Даге слоям с комплексом фораминифер *Cyclammina transcaspensis*, возможно, соответствует самая верхняя часть слоев с *Plectofrondicularia* sp., *Uvigerina jacksonensis* и радиоляриями, но скорее они сопоставляются с верхней частью верхнемахмальской подсвиты (комплекс с *Anomalina munda*), вскрытой только буровыми скважинами и отсутствующей в естественных обнажениях.

Комплекс с *Bolivina antegressa* и *Marginulina behmi*

В верхах верхнеэоценовых отложений Гяурского Копет-Дага (нижняя часть слоев с *Anomalina munda*) выделяется комплекс фораминифер с *Bolivina antegressa* и *Marginulina behmi*, характерными видами которого являются мелкие особи *Anomalina munda* (N. Вукова), а также *Cibicides khanabadensis* Mjassn., *Bolivina antegressa* Subb., *Marginulina behmi* (Reuss) и *M. behmi* (Reuss) var. *asiatica* Moroz. К вновь появившимся видам следует отнести также *Cribrononion usbekistanensis* (N. Вукова) и *Cibicides bouanus* (Orb.). Остальные виды этого комплекса *Spiroplectamina tuaevi* Moroz., *Alabamina almaensis* (Samoilova), *Asterigerina lucida* Minakova, *Cibicides* aff. *pseudoungeria-*

pus Cushmani, *Planulina costata* (Hantk.), *Neobulimina elongata* (Orb.) — типа *N. pseudoelongata* N. Вукоча и многие другие, будут общими с фораминиферами слоев с *Cyclammina transcaspiciensis* изученных разрезов Копет-Дага.

Очевидно, своеобразие выделенного комплекса с *Bolivina antegressa* и *Marginulina behmi* в Гяурс-Даге зависит от изменения фацциальной обстановки во время отложения верхней части слоев с *Cyclammina transcaspiciensis* в этом районе. И по возрасту они должны быть эквивалентными верхней части одноименных слоев Центрального Копет-Дага.

Верхнеэоценовые комплексы фораминифер Центрального, Гяурского и Восточного Копет-Дага из-за развития в них в основном бентосных форм корненожек с трудом можно сопоставить с верхнеэоценовым планктонным комплексом фораминифер, развитым в одновозрастных отложениях Крымско-Кавказской области (Субботина, 1960; Шуцкая, 1965, 1970). Больше общих видов они имеют с восточной частью Средней Азии (Крейденков, Давидзон, 1966) и Приаралья (Бондарева, Иванова, Самодуров, 1964; Айзенштат, 1964; Авербург, 1970). Тем не менее мы вслед за рядом исследователей (Травина, Бугрова, 1963; Минакова, 1964; Крейденков, Давидзон, 1966; Саперсин, Бугрова, Травина, 1968 и др.), с некоторой условностью сопоставляем комплекс фораминифер слоев с *Anomalina vialovi* Копет-Дага с нижней частью альминского яруса (зоной *Globigerinoides conglobatus*) палеогеновых разрезов южных районов СССР. При этом комплекс фораминифер с *Cyclammina transcaspiciensis*, а также с *Bolivina antegressa* и *Marginulina behmi* (развитых в Гяурс-Даге) сопоставляется с верхней частью белоглинистого горизонта альминского яруса или зоной *Bolivina*. В пользу этого сопоставления говорит факт нахождения в верхах верхнеэоценовых отложений некоторых разрезов Копет-Дага, раковин руководящих видов зоны *Bolivina*: *Bolivina antegressa* Subb., *Marginulina behmi* (Reuss), а также присутствие *Anomalina munda* (N. Вукоча) — характерного вида чеганской свиты Приаралья. На юго-востоке Средней Азии выделенным биостратиграфическим подразделениям верхней части верхнего эоцена Копет-Дага, очевидно, будут соответствовать риштанские, исфаринско-ханабадские и, возможно, сумсарские слои.

ОЛИГОЦЕН

В олигоценовых отложениях выделяются три комплекса фораминифер: комплекс слоев с *Caucasina schischkinskajae*, комплекс слоев с *Anomalina munda* (или комплекс с *Uvigerinella ex gr. californica*) и комплекс слоев с нонионидами и остракодами.

Комплекс фораминифер с *Caucasina schischkinskajae*

Этот комплекс фораминифер, довольно условно относимый к нижнему олигоцену, распространен в разрезах Центрального Копет-Дага (Келята, Ак-Тепе) выше слоев с *Cyclammina transcaspiciensis*. Особенность этого комплекса заключается в присутствии совместно с олигоценовыми видами *Caucasina schischkinskajae* (Samoilova), *Plectofrondicularia volgensis* Moroz., *Bulimina sculptilis* Cushman, subsp. *keljataensis* Kozhevnikova, *Nonion ex gr. krimholzi* Balakhm., *Trochammina aff. depressa* Subb., *Haplophragmoides aff. fidelis* Ter-Grig., *Gaudryina cf. gracilis* Cushman, et Laiming, верхнеэоценовых — *Clavulinoides szaboi* (Hantk.), *Marginulina behmi* (Reuss), *Baggina valvulineriaformis* (N. Вукоча), *B. iphigenia* (Samoilova), *Alabamina almaensis* (Samoilova), *Cibicides pygmeus* (Hantk.), *Neobulimina elongata* (Orb.) — типа

N. pseudoelongata N. Bykova, *Uvigerina pygmaea* Orb., *Bolivina asiatica* Moroz. и др. В пласте алевролита, венчающего пачку глин с вышеуказанным смешанным комплексом фораминифер, обнаружены остатки моллюсков *Nucula* ex. gr. *compta* Goldf., *Tracia* cf. *speyeri* Koen., *Chlamys* aff. *picta* Goldf., подтверждающих нижнеолигоценовый возраст вмещающих их отложений.

Верхняя часть слоев с *Anomalina munda* или комплекс фораминифер с *Uvigerinella* ex. gr. *californica*

Характерные виды этого комплекса — *Uvigerinella* ex. gr. *californica* Cushman, *U. californica* Cushman. var. *parva* Kleinpell, крупные эволютные формы *Anomalina munda* (N. Bykova)*, *A. munda* (N. Bykova) subsp. *assakensis* Korovina, *Globigerina officinalis* Subb., *G. brevispira* Subb., *Gümbelina gracillina* (Andr.), *Cibicides crimaensis* Schutzk., *C. almaensis* Samoil., *Angulogerina transcaspensis* Moroz. и другие встречаются только в верхней части слоев с *Anomalina munda* Гяурского Копет-Дага. Помимо вышеперечисленных, в слоях с *Uvigerinella* ex. gr. *californica* обнаружены также верхнеэоценовые виды: *Spiroplectamina tuaevi* (Moroz.), *Marginulina behmi* (Reuss), *Discorbis ferganensis* N. Bykova, *Asterigerina lucida* Minakova, *Bolivina simplex* Balakhm. и др. Из новых видов с верхней части вышеуказанных слоев в комплексе появляются *Porosononion* ex. gr. *subgranosus* (Egger.), *Florilus* ex. gr. *bouanus* (Orb.), милнолиды и полиморфиниды, имеющие большее развитие в вышележащих слоях олигоцена.

Общих видов фораминифер, распространенных как в слоях с *Saicasina schischkinskajae* Центрального Копет-Дага, так и в верхней части слоев с *Anomalina munda* (или комплекса с *Uvigerinella* ex. gr. *californica*) Гяурского Копет-Дага, немного, т. к. в этих разрезах из-за различий в фациях присутствуют своеобразные сообщества простейших, одни из которых тяготеют к олигоцену Поволжья (Никитина, 1963, 1964; Тер-Григорянц, 1964), а другие — Приаралья (Бондарева, 1964; Липман, Хохлова, 1964 и др.) и восточным районам Средней Азии (Крейденков, Давидзон, 1966 и др.). В проекте схемы ярусного деления олигоцена Причерноморской впадины (Материалы МСК, 1965) вышеописанным слоям Копет-Дага по стратиграфическому положению в разрезе, очевидно, будет соответствовать нижняя часть запорожского яруса, выделенная в зону *Lenticulina herrmanni*. В пользу этого сопоставления говорят находки в некоторых разрезах Центрального и Гяурского Копет-Дага остатков моллюсков *Nucula* ex. gr. *compta* Goldf., а также фораминифер *Cibicides almaensis* Samoil., *C. crimaensis* Schutzk., и др., характерных для зоны *Lenticulina herrmanni*.

Комплекс фораминифер слоев с нонионидами и остракодами

Данный комплекс простейших распространен в верхнеолигоценовых (?) отложениях Центрального и Гяурского Копет-Дага, причем в двух этих районах он представлен различными ассоциациями нонионид. В районе Центрального Копет-Дага из нонионид наиболее характерны и многочисленны *Florilus* ex. gr. *bouanus* (Orb.) и в меньшем числе — *Melonis* ex. gr. *soldanii* (Orb.), *M.* aff. *praevius* Subb. и др., а в Гяур-Даре главным образом распространены: *Porosononion* ex. gr. *martkobi* (Bogd.) и значительно меньше *Porosononion* ex. gr. *dendridicus* (Chal.), *P.* aff. *granosus* (Orb.), *P.* ex. gr. *subgranosus* (Egger), *Cribrono-*

* Р. М. Давидзон относит эту форму, очевидно, к новому подвиду *Cavellinella munda* (N. Bykova) *wachsichica* Davidz. (msc).

nion (?) operosus (Bogd.), а также единичные *Florilus* ex gr. *bouanus* (Orb.). В районе Центрального Копет-Дага (Ак-Тепе) помимо нонионид обнаружен довольно разнообразный комплекс других фораминифер: *Ammobaculites lobzanensis* (Andr.), *Cyclammia* aff. *incisa* (Stache), *Discorbis globularis* (Orb.), *Cibicides* aff. *oligocenicus* Samoilova, *C. sigmoidalis* Subb. *C. dutemplei* (Orb.), *C. almaensis* (Samoilova), *C. karabogasicus* Korovina, *Uvigerinella* ex gr. *californica* Cushman, *Bulimina tumidula* Bogd., *B. ex gr. kasselensis* Batjes, *Neobulimina elongata* (Orb.), *Sphaeroidina variabilis* Reuss, различные *Polymorphinidae* и агглютинирующие фораминиферы. Из немногих раковин остракод Т. Р. Розыевой определен один вид *Pterygocythereis aligera* var. *aksuensis* Ros. В разрезах Гяурс-Дага, наоборот, комплекс бентосных фораминифер очень однообразен. Помимо вышеуказанных видов нонионид он содержит в незначительном количестве милиолиды: *Quinqueloculina* cf. *selene* (Karrer); лягениды: *Dentalina soluta* (Reuss); аномалиниды: *Anomalina* sp.; булиминиды: *Uvigerinella californica* Cushman; роталиды: *Rotalia* aff. *propringua* Batjes, а также *Polymorphinidae* и многочисленные створки остракод (Розыева, 1962).

Из моллюсков в верхней части слоев с нонионидами и остракодами Центрального Копет-Дага обнаружены *Pectunculus* cf. *obovatus* Lam., *Pectunculus* sp., *Cardium* cf. *helterseni* Iljina и др. (определенные В. В. Джабаровою, Р. Л. Мерклиным и А. П. Ильиной), а также некоторые другие виды, определенные М. М. Судом (1966-ф, 1967). В районе Гяурс-Дага в тех же слоях найдены: *Tellina nysti* Desh., *Cardium* cf. *helterseni* Iljina (= *C. cf. laevinae* Merkl.), *Corbula nysti* Desh., *Lucina* cf. *gracilis* Nyst., *Pitar* sp. и *Turpanotonus* sp. Встреченная фауна фораминифер, остракод и моллюсков носит смешанный олигоценово-миоценовый характер. В проекте ярусного деления олигоцена Причерноморской впадины (Материалы МСК, 1965) вышеописанным слоям с нонионидами и остракодами возможно соответствует зона *Sphaeroidina variabilis* асканийского яруса верхнего олигоцена. Аналогами слоев с нонионидами и остракодами в Таджикской депрессии и Фергане, очевидно, являются сумсарские и шурьсайские слои (Минакова, 1966; Крейденков, Давидзон, 1966).

ЛИТЕРАТУРА

1. Двербург Н. В. Стратиграфия и фораминиферы эоцена и олигоцена Южного Приаралья. Автореферат диссертации, Ташкент, 1970.
2. Айзенштат И. М. Палеогеновые комплексы фораминифер Тургайского прогиба. Общие проблемы стратиграфии и биостратиграфии палеогена Тургай и Средней Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, Л., 1964.
3. Бондарева Т. П. О возрасте чеганской свиты и о границе эоцена и олигоцена в Северном Приаралье. Майкопск. отлож. в их возрасти. аналоги на Украине и Ср. Азии. Изд-во «Наукова думка», Киев, 1964.
4. Бондарева Т. П., Иванова В. А., Самодуров В. И. К сопоставлению разрезов морских палеогеновых отложений Северного и Южного Приаралья. Геол. и перспект. нефтегаз. нектор. районов СССР, Тр. «Союзнефтегаз», вып. 4, М., «Недра», 1964.
5. Бугрова Э. М. Комплексы фораминифер бухарских и сузакских слоев Бадкхыза. Проблемы нефтегазоносности Ср. Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., том 46, вып. 2, Л., Гостоптехиздат, 1961.
6. Бугрова Э. М. Палеоценовые и эоценовые фораминиферы Юго-Восточной Туркмении. Автореферат диссертации, Л., 1967.
7. Бугрова Э. М., Захарова М. Г., Саперсон Э. И., Ткачук М. А. Верхнепалеоценовые и нижнеэоценовые комплексы фораминифер на территории Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, вып. 14, Л., Гостоптехиздат, 1963.
8. Бугрова Э. М., Саперсон Э. И. Основные особенности распределения комплексов эоценовых фораминифер на территории Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, Л., 1964.
9. Быкова Н. К. Фораминиферы сузакского яруса Таджикской депрессии. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 69, Микрофауна СССР, сб. VI, Л.—М., Гостоптехиздат, 1953.

10. Геологическое строение СССР. Том 1, Стратиграфия, «Недра». М., 1968.
11. Джабарова В. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски палеоценовых отложений Юго-Восточной Туркмении. Автореферат диссертации, Л., 1965.
12. Дмитриев А. В. Стратиграфия и устрицы палеогеновых отложений южных районов Туркмении. Автореферат диссертации. Ашхабад, 1965.
13. Дмитриев А. В., Джабарова В. В., Кожевникова Г. Е., Кулиев З. Д., Невмирич Л. Е., Невзорова Л. С. Схема стратиграфии палеогеновых отложений Туркмении. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Туркмении». Стратиграфия, Ашхабад, 1969.
14. Дмитриев А. В., Джабарова В. В., Кожевникова Г. Е., Невзорова Л. С., Кулиев З. Д., Невмирич Л. Е. Корреляция палеогеновых отложений Туркмении на основании биостратиграфического изучения фауны. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1970.
15. Кожевникова Г. Е. Биостратиграфическое расчленение палеогеновых отложений Центрального, Гяурского и Восточного Копет-Дага по мелким фораминиферам. Автореферат диссертации, Ашхабад, 1969.
16. Крейденков Г. П., Давидзон Р. М. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценых отложений Таджикской депрессии. Сов. геология, № 11, М., 1966.
17. Кулиев З. Д. и др. Марыйский район. В кн. «Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении». Тр. УГ СМ ТССР, вып. 4, «Туркменистан», Ашхабад, 1966.
18. Липман Р. Х., Хохлова И. А. Распределение микрофауны в некоторых разрезах чеганской свиты Тургайского прогиба и Северного Приаралья. В кн. «Майкопск. отлож. и их возрастн. аналоги на Украине и в Ср. Азии», Киев, 1964.
19. Материалы конференций, семинаров, совещаний. Постановления МСК и решения его постоянных стратиграфических комиссий по палеогеновым и четвертичным отложениям СССР, вып. 6, М., 1965.
20. Минакова Н. Е. К стратиграфии верхнеэоценовых и олигоценых отложений Кызылкумов. Общие пробл. стратигр. и биостр. палеогена Тургая и Ср. Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, Л., 1964.
21. Минакова Н. Е. и др. Стратиграфия Узбекской ССР. Кн. 2. Мезозой. Кайнозой. Палеогеновые отложения, Ташкент, 1966.
22. Морозова В. Г., Крейденков Г. П., Давидзон Р. М. Биостратиграфия бухарских слоев Таджикской депрессии. Бюлл. МОИП, отд. геол., 40, № 3, М., 1965.
23. Морозова В. Г., Кожевникова Г. Е., Курылева А. М. Датско-палеоценовые отложения Копет-Дага и методы их корреляции по фораминиферам. Тр. ГИН АН СССР, вып. 157, М., «Наука», 1967.
24. Никитина Ю. П. Микрофауна майкопских отложений бассейна Нижнего Дона. Майкопск. отл. и их возрастн. аналоги на Украине и в Ср. Азии, Киев, 1964.
25. Розьева Т. Р. Остракоды из отложений палеогена Туркменистана. Изд-во АН ТССР, Ашхабад, 1962.
26. Саперсон Э. И., Бугрова Э. М., Травина Т. Ф. Корреляция палеоценовых и нижнеэоценовых отложений Туркмении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLII, (3), М., 1967.
27. Саперсон Э. И., Бугрова Э. М., Травина Т. Ф. Корреляция средне- и верхнеэоценовых отложений Туркмении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XLIII, М., 1968.
28. Субботина Н. Н. Пелагические фораминиферы палеогеновых отложений юга СССР. Палеогеновые отлож. юга Европ. части СССР. Изд-во АН СССР, М., 1960.
29. Судо М. М. Актепинские слои Центрального Копет-Дага. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1967.
30. Тер-Григорьянц Л. С. Фораминиферы майкопских отложений Ставрополя и их стратиграфическое значение. Майкопск. отлож. и их возрастн. аналоги на Украине и в Ср. Азии, Киев, 1964.
31. Ткачук М. А. Стратиграфия палеогеновых отложений Марыйского оазиса. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 5, 1962.
32. Шуцкая Е. К. Стратиграфия, фораминиферы и палеогеография нижнего палеогена Крыма, Предкавказья и Западной части Средней Азии. Тр. ВНИГНИ, вып. LXX, М., 1970.
33. Шуцкая Е. К., Бояринова Л. А., Коровина Г. М., Моксякова А. М. Стратиграфическая схема датского яруса, палеогена и нижнего миоцена западной части Средней Азии. Геол. нефти и газа, № 12, М., 1963.
34. Шуцкая Е. К., Бояринова Л. А., Исаева А. Г. и др. Унифицированная региональная схема палеогеновых отложений Западной Туркмении. Геол. нефтегазоносн. обл. Ср. Азии и Южн. Казахстана, Тр. ВНИГНИ, вып. LXVI, М., 1969.

В. В. ДЖАБАРОВА

ЗОНАЛЬНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУРКМЕНИИ ПО МОЛЛЮСКАМ

Рассматриваемые отложения на территории Туркмении распространены повсеместно. Они обнажены в Копетдаге (Западный, Центральный, Гяурский и Восточный); в Бадхызе и на крайнем юго-востоке республики — в Гаурдак-Кугитангском районах. В ряде районов (Центральная и Северная Туркмения, Красноводский полуостров и Прикарабогазье, Низменные и Заунгузские Каракумы, Марыйский, Приамударьинский и Кушкинский районы) их строение изучено по кернам буровых скважин (рис. 1). Разрезы изучаемых отложений находятся в разных структурно-фациальных областях и строение их характеризуется значительным разнообразием. Эти обстоятельства заставляют рассматривать палеогеновые отложения по отдельным регионам, для которых в разное время разными исследователями разрабатывались местные стратиграфические схемы: О. С. Вялов (1952, 1956, 1961); С. П. Вальбе (1967); В. В. Джабарова и др. (1964, 1965); А. В. Дмитриев, Г. Е. Кожевникова (1964); А. В. Дмитриев и др. (1969, 1970); З. Д. Кулиев и др. (1966); Л. В. Миронова и др. (1961); Э. И. Саперсон, Э. М. Бугрова, Т. Ф. Травина (1968); В. И. Солун и др. (1964); М. П. Сукачева, А. И. Шахова, М. Г. Захарова (1961); Н. В. Толстикова (1964); Е. К. Шуцкая (1964) и др.

Для увязки существующих местных стратиграфических схем между собой использовались, как правило, зональные виды фораминифер.

Нами (начиная с 1957 года) собрана и детально обработана богатая коллекция моллюсков из палеогеновых отложений керна скважин и обнажений вышеперечисленных районов Туркмении*. Это позволило наметить черты сходства и различия в комплексах моллюсков различных разнофациальных типов разрезов и выделить более дробные биостратиграфические подразделения. Полученные данные при анализе и увязке с микрофаунистическими зонами нашли отражение в сводной работе коллектива авторов — «Схема стратиграфии палеогеновых отложений Туркмении» (Дмитриев А. В. и др., 1969, 1970).

В данной статье с учетом нового стратиграфо-палеонтологического материала дается уточненная и значительно дополненная схема биостратиграфического расчленения рассматриваемых отложений Туркмении, основанная на изучении моллюсковой фауны. Помимо личных наблюдений, используются данные изучения моллюсков, полученные О. С. Вяловым, А. В. Дмитриевым, Л. П. Кахановой, И. А. Коробковым,

* Дополнительным материалом послужили образцы, присланные геологами Управления геологии ТССР.

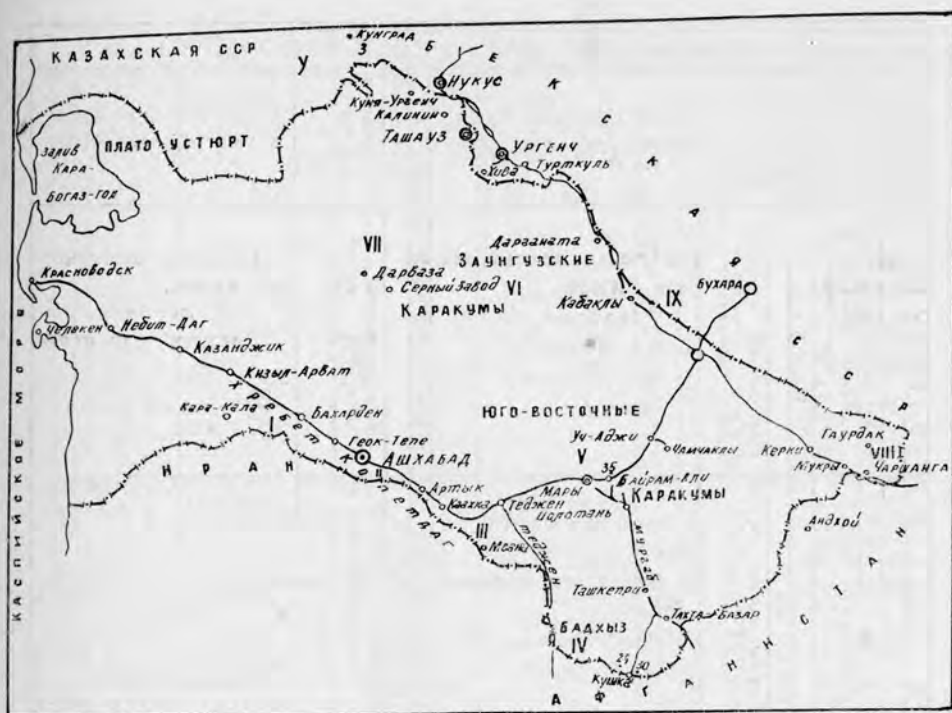


Рис. 1. Схематическая карта Туркмении.

I — Западный Копетдаг. II — Гяурский Копетдаг. III — Восточный Копетдаг. IV — Бадхыз (Горный Бадхыз, Кушка, Курукбелли). V — Марыйский район. VI — Низменные (восточная часть) и Заунгузские Каракумы. VII — Центральная Туркмения. VIII — Гаурдак-Кугитангский район. IX — Приамударьинский район (от пос. Дарганата до пос. Керки).

Л. В. Мироновой, Г. С. Пантелеевым, Н. В. Толстиковой и Н. А. Фокиной.

Наиболее многочисленные остатки моллюсков палеогеновых отложений обнаружены на юге и юго-востоке Туркмении, где в их комплексе преобладают местные и среднеазиатские виды. Для западных, центральных и северо-восточных районов комплекс моллюсков представлен иной ассоциацией видов, близкой к фауне Крымско-Кавказской области. В разрезах Восточного Копетдага и Марыйского района в комплексе моллюсков встречаются виды, характерные как для западных, так и для более восточных районов Средней Азии.

Анализ стратиграфического и географического распространения видов моллюсков позволил выделить в палеогеновых отложениях слои по моллюскам и произвести сопоставление изученных отложений с эквивалентными отложениями стратотипического разреза Крыма (табл. 1, 2).

ПАЛЕОЦЕН

Палеоценовые отложения расчленяются на два подотдела: нижний и верхний.

Нижний палеоцен

Инкерманский ярус

Нижнепалеоценовые отложения известны в ряде районов Туркмении. На юго-востоке республики они по комплексам моллюсков выде-

ПАЖЕРМАНСКИЙ ШАМЛИНСКАЯ		ЦВЕЕРХИШСКИЙ		ОНИИИ		ЭОЦЕНОВЫЙ НИЖНИЙ БАХИСАРАЙСКИЙ		ОТДЕЛ ПОДОТДЕЛ	
								Я	Р
Ostrea montensis Cossm.		Cucullaea stassani (в основании)		Cucullaea antiqua Schw.		Ostrea hemiglobosa Uss. (по моллюскам)		МЕСТНАЯ СХЕМА (ПО МОЛЛЮСКАМ)	
ШАМЛИНСКАЯ		НИЖНЯЯ		СРЕДНЯЯ		ВЕРХНЯЯ		ШЕРЛОХСКАЯ	
Песчанники (пески) в основании скальце-вые, песчанники (свыше 160)		Мергели глины в основании (100-140)		Глины, мергели в основании (160)		Далевоалиты, песчанники (свыше 20)		Песчанники с прослоями алебастритов (30-32)	
Ostrea ex gr. montensis Cossm., Corbula sp.		Cucullaea stassani (в основании)		Amphidonta eversa Mell., Cypreae distincta Dmitr.		Chamys prestwichi (Morris), Cypreae antiqua Schw., Pholadomya koninski Nyst.		Ostrea hemiglobosa Rom., Cypreae campeus Burač, Cypreae fragasa Dmitr.	
ХОДЖАБУЛАНСКАЯ		СОРИЖНЯЯ		СРЕДНЯЯ		ДАГМАНСЯСЬКАЯ		АКМАЗАРСКАЯ	
НИЖ. СРЕДН. Шелест. Глины (120)		НИЖНЯЯ Глинистые мергели и алебастриты (10-34)		СРЕДН. Глины (5-36)		ВЕРХ. Опаки, глины (17-36)		ВЕРХ. Глины, прослои бурые и серые (5-14)	
Lucina sp. nov.		Cypreae turkomanica Dmitr., Cypreae naviaefarmis Dmitr., Venericardia sorisorica Djab.		Amphidonta eversa Mell.		Mactra sp.		Chlamys veneranda Vass., Chl. plebeja Lamk, Ostrea hemiglobosa Rom., Cypreae campeus Burač.	
Ostrea montensis Cossm., Cypreae debilis Desh.		Cypreae naviaefarmis Dmitr., Venericardia Beaumonti Arch.		Nucula triangula Arkh.		Cucullaea oblonga Djab, C. sarmunica Djab		ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ	
ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ		ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ		ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ		ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ		ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ	

Таблица 1. Сопоставление палеоценовых Составила В. В. Джабарова (по материалам А. В. Дмитриева, В. В. Джабаровой,

БАДХЫЗ		МАРЫЙСКИЙ РАЙОН		ГАУРДАГСКИЙ РАЙОН	
ПАЧКА МЕСТНЫЕ ЗОНЫ (СЛОИ)	ПАЧКА МЕСТНЫЕ ЗОНЫ (СЛОИ)	ПАЧКА МЕСТНЫЕ ЗОНЫ (СЛОИ)	ПАЧКА МЕСТНЫЕ ЗОНЫ (СЛОИ)	ПАЧКА МЕСТНЫЕ ЗОНЫ (СЛОИ)	ПАЧКА МЕСТНЫЕ ЗОНЫ (СЛОИ)
ЛИТОЛОГИЯ, МОЩНОСТЬ (М)	ЛИТОЛОГИЯ, МОЩНОСТЬ (М)	ЛИТОЛОГИЯ, МОЩНОСТЬ (М)	ЛИТОЛОГИЯ, МОЩНОСТЬ (М)	ЛИТОЛОГИЯ, МОЩНОСТЬ (М)	ЛИТОЛОГИЯ, МОЩНОСТЬ (М)
Шурфаеа same- sus	Шурфаеа anti- gua	Шурфаеа crassa- tina (в основании)	Шурфаеа davidsoni и Venericardia trigonica	Шурфаеа crassa- tina (в основании)	Шурфаеа anti- gua
Глины, алевролиты, на востоке песчани- ки (30-280)	Алевролиты крупно- и средне - зернистые (10-30)	Пески, кристо-крас- но-обложные, в основании гли- ны (14-40)	Известняки ормонган- но-обложные, палитовые (15-56)	Отсутствуют	Глины, алевролиты (10-30)
ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ
<i>Leda pisca</i> Desh., <i>Chlamys</i> <i>suzakensis</i> Kar., <i>Шурфаеа</i> <i>camelus</i> Burac.	<i>Chlamys</i> <i>prestwichi</i> (Mortis), <i>Liostrea</i> <i>reussi</i> Netsch., <i>Cyprina mor-</i> <i>tisi</i> Sow., <i>Pholadomya</i> <i>koninek</i> Nyst.	<i>Nucula</i> <i>triangula</i> Brkh., <i>Cucul-</i> <i>loea crassati-</i> <i>na</i> Lamk., <i>Ostrea sella</i> Leym., <i>Crassatella</i> <i>bellovacensis</i> Desh.	<i>Venericardia</i> <i>trigonica</i> Netsch., <i>Lucina pre-</i> <i>vosti</i> Desh., <i>Corbis da-</i> <i>vidsoni</i> Desh., <i>Thracia</i> <i>prestwichi</i> Desh.	<i>Отсутствуют</i>	<i>Leda pisca</i> Desh., <i>Chlamys</i> <i>suzakensis</i> Kar., <i>Шурфаеа</i> <i>camelus</i> Burac.
III	III		I		III
Глины с прослойками мергеля (20-70)	Голубовато - серые мергели, глины (20-25)	?	Известняки - ракушча- ки с прослойками гипсов песчаников (2-100)	?	Глины с прослойками мергеля (20-70)
ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	?	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	?	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ
<i>Nucula</i> sp., <i>Leda</i> sp., <i>Pseudamys</i> <i>sium corn-</i> <i>um</i> Sow.	<i>Шурфаеа cf.</i> <i>transcaspia</i> Vial., <i>Venericardia</i> <i>pectuncula-</i> <i>ris</i> Lamk., <i>Pitar avia</i> Desh.	?	<i>Venericardia</i> <i>minutula</i> Rom., <i>V. Butharen-</i> <i>sis</i> Vial., <i>Lucina pre-</i> <i>vosti</i> Desh., <i>Corbula</i> <i>asiatica</i> Vial.	?	<i>Nucula</i> sp., <i>Leda</i> sp., <i>Pseudamys</i> <i>sium corn-</i> <i>um</i> Sow.
СУЗ А К С У Х Е	Ц Е Р Х Е Н Я Я	С Р Е Д Н Я Я	А Х Я Я	С Р Е Д Н Я Я	СУЗ А К С У Х Е
Шурфаеа same- sus	Шурфаеа anti- gua	Известняки кристо- краснообложные (5-10)	<i>Corbis davidsoni</i> и <i>Corbula asiatica</i>	Шурфаеа anti- gua	Шурфаеа same- sus
Глины (35)	Глины алевролиты (3-7)		Глины и известняки - ракушчаки (80-100)	Глины алевролиты (3-7)	Глины (35)
ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	ХАРАКТЕР- НЫЙ КОМПЛЕКС МОЛ- ЛЮСКОВ	<i>Отсутствуют</i> - ем.	<i>Modiolaria</i> <i>karabilensis</i> Vial., <i>Venericardia</i> <i>Butharensis</i> Vial., <i>Corbula</i> <i>asiatica</i> Vial.	<i>Liostrea re-</i> <i>ussi</i> Netsch., <i>Шурфаеа</i> <i>antiqua</i> Schw, <i>Dentalium</i> sp.	<i>Chlamys</i> <i>virgulosa</i> Sow, <i>Шурфаеа</i> <i>camelus</i> Burac.

и нижнеэоценовых отложений Туркмении.

С. П. Вальбе, Г. Е. Кожевникова, Л. С. Невзоровой, З. Д. Кулиева и др).

ляются в слои с *Ostrea montensis* Cossm. (В. В. Джабарова, 1965 г.). В настоящее время, на основании полученных новых данных по двустворчатым моллюскам и морским ежам, нами к нижнему палеоцену отнесены также и слои с *Venericardia trigonica* Netsch. и *Corbula asiatica* Vial. Таким образом, нижнепалеоценовые отложения по фауне моллюсков подразделяются на две части: 1) нижнюю (слои с *Ostrea montensis* Cossm.) и 2) верхнюю (слои с *Venericardia trigonica* Netsch. и *Corbula asiatica* Vial.).

1) Слои с *Ostrea montensis* Cossm.

Рассматриваемые отложения выделены в разрезах Бадхыза, Восточного, Гяурского Копетдага и несколько условно в скважинах Низменных и Заунгузских Каракумов. В Бадхызе слои с *Ostrea montensis* Cossm. охарактеризованы терригенно-карбонатными породами (пачка 1); в Восточном Копетдаге они представлены неоднородными осадками: известняками, доломитами, гипсами, гипсоносными глинами и устричниками (ходжабуланская свита). В Гяурдаге рассматриваемые отложения представлены массивными светло-серыми кварцевыми песчаниками (шамлинская свита). Нижнепалеоценовые отложения известны также на Туаркыре, в Малом и Большом Балханах, Западном и Центральном Копетдаге и вскрыты скважинами на Красноводском полуострове, в Прикарабагазы, Центральной и Северной Туркмении.

Остатки моллюсков в рассматриваемых отложениях известны в основном в Восточном Копетдаге, Бадхызе, а также в разрезах Туаркыра, Большого Балхана и в ряде скважин Заунгузских Каракумов. В Центральной и Северной Туркмении, в Западном Копетдаге они редки или отсутствуют (не обнаружены).

Наиболее многочисленные остатки раковин моллюсков встречены в ходжабуланской свите Восточного Копетдага, где они представлены в основном эндемичными видами двустворок и гастропод (крупные ядра): *Gryphaea naviaeformis* Dmitr., *Venericardia kopetdagica* Djab., *Lucina* sp. nov., *Panope* sp. nov., *Cerithium* sp. nov., *Ampullina* sp. и другие. Здесь же присутствуют многочисленные раковины *Ostrea montensis* Cossm. и изредка *Venericardia beaumonti* Arch. и *Turritella* cf. *mariae* Br. et Corn. Массовое скопление устриц *Ostrea montensis* Cossm. характерно также и для разрезов Бадхыза, наряду с которыми присутствуют: *Ostrea melegranica* Djab., *Gryphaea turkomanica* Dmitr., *Cardium* sp., *Corbula* cf. *semirugata* Cossm. и другие.

Своеобразный комплекс двустворчатых и брюхоногих моллюсков обнаружен в нижнепалеоценовых отложениях Заунгузских Каракумов, где он представлен следующими видами: *Venericardia* cf. *rutoti* Cossm., *Lucina* cf. *duplex* Vinc., *L.* cf. *duponti* Cossm., *Corbula* cf. *koeneni* Cossm., *C.* cf. *semirugata* Cossm., *Cerithium* cf. *striatum* Br. et Corn., *C.* cf. *regularicostatum* Br. cf. Corn., *C.* cf. *dumonti* Br. et Corn., *C.* cf. *malaisi* Br. et Corn., *C.* cf. *zeravschanensis* Rom., *C.* cf. *koeneni* Br. et Corn. и др. В разрезах Туаркыра и Большого Балхана (Г. С. Пантелеев, 1970) наиболее распространены двустворчатые моллюски: *Corbis montensis* Cossm., *C. transversaria* Cossm., *Pitar montensis* Cossm., *Crassatella montensis* Cossm., *Lucina duponti* (Cossm.) и другие.

В целом в комплексе моллюсков слоев с *Ostrea montensis* Cossm., помимо одноименных устриц, преобладают эндемичные виды, а также другие двустворчатые и брюхоногие моллюски, широко распространенные в монском ярусе Бельгии, акджарских слоях Таджикской депрессии и инкерманском ярусе стратотипического разреза Крыма.

2) Слои с *Venericardia trigonica* Netsch. и *Corbula asiatica* Vial.

Рассматриваемые слои распространены в основном на территории Юго-Восточной Туркмении. К ним отнесены: нижняя часть (известняки и глины) маньшской свиты Гяурсадага; глинистые мергели и алевролиты (нижняя пачка) соризорской свиты Восточного Копетдага. В Бадхызе к верхней части нижнего палеоцена отнесена карбонатная пачка (или мелегранский горизонт по О. С. Вялову, 1961 г.), сложенная органогенно-обломочными и оолитовыми известняками. В Марыйском и Гаурдакском районах описываемые отложения представлены белыми известняками-ракушняками, с прослоями гипсов, доломитов, песчаников (нижняя часть бухарских слоев).

Остатки моллюсков в рассматриваемых отложениях наиболее многочисленны и лучшей сохранности, чем в подстилающих слоях. Здесь широко распространены представители таких родов, как *Lucina*, *Venericardia*, *Corbis*, *Thracia*, *Corbula*. При этом в различных районах Туркмении в зависимости от фациальных особенностей разрезов моллюски представлены разными ассоциациями видов.

Так, в разрезах Гяурского, Восточного Копетдага, а также в палеоценовых отложениях низовьев Аму-Дарьи (оз. Ашекуль, карьер вблизи Нукуса)* и Туаркыра широко распространены эндемичные виды семейства устричных — *Gryphaea distincta* Dmitr., *Gr. turkomanica* Dmitr., *Gr. naviaeformis* Dmitr., *Pycnodonta asymmetrica* Pant. и другие. Помимо них преимущественно в Восточном Копетдаге, обнаружены — *Gryphaea pasima* Dmitr., *Venericardia sorisorica* Djab., *V. trigonica* Netsch., *Crassatella* cf. *halaensis* Arch., *Cucullaea* sp. nov. и другие.

В разрезах палеоцена Марыйского и Гаурдакского районов, а также Низменных и Заунгузских Каракумов характерно скопление иного фаунистического комплекса, так называемого «капланбекского комплекса» бухарских слоев Ферганы (О. С. Вялов, 1936): *Modiolaria karabilensis* Vial., *Brachidontes jeremejewi* Rom., *Venericardia bukharensis* Vial., *V. turkomanica* Vial., *V. minutula* Rom., *Corbula asiatica* Vial., *C. angulata* Lam. и другие. Здесь же довольно часто встречаются: *Lucina gravesii* Desh., *L. prevosti* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *Laevicardium trifidum* Desh. Другой комплекс моллюсков известен в разрезах Бадхыза, где он представлен следующими видами: *Glycymeris volgensis* (Netsch.), *Gryphaea turkomanica* Dmitr., *Venericardia trigonica* Netsch., *Lucina prevosti* Desh., *L. gravesii* Desh., *L. sokolowi* Netsch., *L. aff. mutata* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *C. cf. transversaria* Cossm., *Tellina pseudodonacialis* Orb., *T. hybrida* Desh., *T. cf. briarti* Cossm., *Gari consobrina* Desh., *G. debilis* Desh., *G. edwardsi* Morris, *Panope* cf. *ispharinica* Mir., *Corbula regulbiensis* Morris, *C. cf. koeneni* Cossm., *Thracia prestwichi* Desh., *Turritella kamyschinensis* Netsch. и другими. Из них *Lucina gravesii* Desh., *L. prevosti* Desh., *Corbis davidsoni* Desh., *Gari consobrina* Desh., *Corbula regulbiensis* Morris, *Thracia prestwichi* Desh. и другие довольно часто встречаются в разрезах Марыйского, Гаурдакского районов, а представители *Gryphaea turkomanica* Dmitr., *Gr. naviaeformis* Dmitr., *Venericardia trigonica* Netsch. широко распространены в разновозрастных отложениях Восточного и Гяурского Копетдага.

В целом весь комплекс моллюсков из слоев с *Venericardia trigonica* Netsch. и *Corbula asiatica* Vial. Туркмении составляют виды, широко распространенные как в нижне-, так и в верхнепалеоценовых отложениях

* Из этих мест приведенные Л. П. Кахановой и др. (1965) устрицы *Gryphaea antiqua* Schw. var. *sartaganica* Vial., очевидно, те же самые, что определены нами (совместно с А. В. Дмитриевым) как *Gryphaea distincta* Dmitr., *Gr. naviaeformis* Dmitr. и *Pycnodonta asymmetrica* Pant.

СССР (Крым, Поволжье, Сухуми, Таджикская депрессия, Фергана) и Западной Европы (Франция, Англия, Бельгия, Малые Пиренеи).

Часть видов, особенно в разрезе Гяурского и Восточного Копетдага, представлена эндемичными видами, по которым трудно судить о возрасте пород. Присутствие капланбекского комплекса в восточных районах республики (Марыйский, Гаурдакский районы и Заунгузские Каракумы) позволяет сопоставить рассматриваемые отложения с табачинским горизонтом Таджикской депрессии, Южной Ферганы, возраст которого в последнее время определяется как нижний палеоцен (Н. Н. Верзилин и др., 1968; К. В. Бабков и др., 1968). На нижнепалеоценовый возраст указывают также: *Laevicardium trifidum* Desh., *Corbis transversaria* Cossm., *Tellina briarti* Cossm., *Gari debilis* Desh., *Corbula koeneni* Cossm., *Venericardia-ex gr. beaumonti* Arch.*, *V. cf. excellens* Gorb.*, *Phacoides peroni* Leym.*, *Lucina briarti* Cossm.*, *Gari cf. duponti* Cossm.* и нижнепалеоценовые морские ежи, собранные автором совместно с Кулиевым З. Д. в Бадхызе (разрез Полехатум) и в Гяурсдаге (определения Г. Н. Джабарова): *Linthia bajsarensis* Bajar., *L. houzeaui* Cott., *Echinantus rouechi* Cotteau. Последние обнаружены Г. Н. Джабаровым в низовьях Аму-Дарьи (район оз. Аше-Куль).

Таким образом, новые данные по моллюскам и морским ежам позволяют относить слои с *Venericardia trigonica* Netsch. и *Corbula asiatica* Vial. к нижнему палеоцену.

Верхний палеоцен Качинский ярус

Верхнепалеоценовые отложения в Туркмении имеют повсеместное распространение. В Западном Копетдаге и на Малом Балхане к верхнему палеоцену отнесена нижняя подсвита данатинской свиты, представленная пестроцветными зеленовато-серыми и кирпично-бурыми мергелями и глинами. В Центральном Копетдаге верхнепалеоценовые отложения образованы зеленовато-серыми известковистыми глинами (мурчинская свита); на Большом Балхане — песчаниками (кязризская свита); на Красноводском полуострове и Прикарабогазье — пестроцветными известняками и мергелями нижней пестроцветной пачки; в Центральной и Северной Туркмении — кирпично-красными и зеленовато-серыми известковистыми глинами нижней части кзылтакырской свиты. В юго-восточной части Туркмении верхнепалеоценовые отложения присутствуют в Гяурском, Восточном Копетдаге, Бадхызе, в Заунгузских Каракумах и в Гаурдакском районе, где они по комплексам моллюсков подразделяются на: 1) слои с *Cucullaea crassatina* Lamk. и 2) *Gryphaea antiqua* Schw.

1) Слои с *Cucullaea crassatina* Lamk.

К рассматриваемым отложениям отнесены известняки и глины средней части маньшской свиты Гяурсдага; глины, опоки, опокovidные глины средней и верхней пачек соризорской свиты и кварцевые песчаники дагмансянградской свиты Восточного Копетдага. В Бадхызе, Гаурдакском районе слои с *Cucullaea crassatina* Lamk. представлены глинами (в основании), гипсами, гипсоносными и доломитизированными известняками (средняя пачка бухарских слоев).

Моллюски в рассматриваемых отложениях немногочисленны, они встречены лишь в Бадхызе, Восточном Копетдаге и частично в Гяурсдаге. Данный комплекс составляют виды: *Nucula triangula* Arkh., *Cucullaea*

* Определены впервые из нижней части бухарских слоев Гаурдакского района.

dorsorotundata Netsch., *C. crassatina* Lamk., *Ostrea sella* Leym., *O. bellovacina* Lamk., *Amphidonta eversa* Mell., *Crassatella bellovacensis* Desh., *Lucina netschaewi* Arkh., *Tellina ovata* Arkh., *Turritella kamyschinensis* Netsch. и другие. При этом *Nucula triangula* Arkh. распространена преимущественно в разрезах Восточного Копетдага, а *Cucullaea crassatina* Lamk., *Ostrea sella* Leym., *Crassatella bellovacensis* Desh. и *Turritella kamyschienensis* Netsch. в массовом количестве экземпляров известны в разрезах Бадхыза.

В целом в составе рассматриваемого комплекса преобладают виды, широко распространенные в качинском ярусе Крыма, Поволжья, Сухуми; бухарских слоев (аруктаусский горизонт) Средней Азии; в танетском ярусе Западной Европы (Франция, Англия, Бельгия).

2) Слои с *Gryphaea antiqua* Schw.

Рассматриваемые отложения выделены повсеместно. В Гяурсдаге они образованы алевролитами (верхняя часть манышской свиты); в Восточном Копетдаге — глинами и алевролитами (зарминская свита). В Марыйском, Приамударьинском районах и Заунгузье к верхней части верхнего палеоцена отнесена пачка II, представленная мергелями и глинами. В Бадхызе и Гаурдском районе слои с *Gryphaea antiqua* Schw. образованы крупно- и среднезернистыми алевролитами. Остатки моллюсков имеют широкое распространение, особенно в Юго-Восточной части республики, где они представлены следующими видами: *Leda ovoides* Koen., *Cucullaea sarminica* Djab., *C. oblonga* Djab., *Chlamys prestwichi* Morris, *Liostrea reussi* Netsch., *Gryphaea antiqua* Schw., Gr. cf. *transcaspia* Vial., *Venericardia pectuncularis* Lamk., *V. multicostata* Lamk., *Cyprina morrisoni* Sow., *C. scutellaria* Lamk., *Pitar avia* Desh., *Panope remiensis* Mell., *P. vaudini* Desh., *P. aff. wateleti* Desch., *P. ex gr. intermedia* Sow., *Corbula gallicula* Desh., *Thracia* cf. *edwardsi* Desh., *Pholadomya cuneata* Sow., *Ph. konincki* Nyst, *Ph. ex gr. puschi* Goldf., *Turritella hybrida* Desh., *Calyptrea aperta* Sol., *Pleurotomaria tadgikistanica* Mir. и другие. Из них *Gryphaea antiqua* Schw. встречается в массовом количестве экземпляров в Гяурсдаге, Восточном Копетдаге, Бадхызе и Гаурдаке. Раковины *Chlamys prestwichi* Morris, *Liostrea reussi* Netsch., *Venericardia pectuncularis* Lamk., *Panope vaudini* Desh., *Corbula gallicula* Desh. распространены в разрезах Восточного Копетдага и Бадхыза; из них *Venericardia pectuncularis* Lamk. известна и в Марыйском районе, а *Liostrea reussi* Netsch. в большом количестве распространена в Гаурдакском разрезе. Преимущественно в Восточном Копетдаге и Гяурсдаге встречаются: *Cucullaea oblonga* Djab., *C. sarminica* Djab., *Pholadomya cuneata* Sow. и другие. Раковины *Cyprina morrisoni* Sow., *Panope remiensis* Mell., *P. ex gr. intermedia* Sow., *Pleurotomaria tadgikistanica* Mir. распространены в верхней части верхнего палеоцена Бадхыза. *Gryphaea* cf. *transcaspia* Vial. в небольшом количестве экземпляров известна только в Марыйском районе. Зональный вид *Gryphaea antiqua* Schw. обнаружен также в Приамударьинском районе (скв. № 2, Сардоба).

В целом рассматриваемый комплекс очень близок к типичному танетскому комплексу Западной Европы и СССР. Выделенные слои сопоставляются с верхней частью качинского яруса Крыма, с зоной *Gryphaea antiqua* и *Gryphaea pomada* верхней части сулукапинской свиты Мангышлака, с хочильорским (каратагским) горизонтом Таджикской депрессии.

ЭОЦЕН

Эоценовые отложения расчленяются на 3 отдела: нижний, средний и верхний.

Нижний эоцен

Бахчисарайский ярус

Слой с *Ostrea hemiglobosa* Rom. и *Gryphaea camelus* Burac.

Нижнеэоценовые отложения в Туркмении распространены повсеместно. В Западном Копетдаге и на Малом Балхане они образованы мергелями и глинами данатинской свиты (средняя подсвита), а в Центральном, Гяурском и Восточном Копетдаге описываемые отложения в основном представлены алевролитами (это соответственно куручайская, шерлохская и акмазарская свиты). На Юго-Востоке Туркмении к нижнему эоцену отнесены глины сузакских слоев; в Центральной и Северной части республики — мергели и глины кызылтакырской свиты. На Красноводском полуострове и Прикарабогазье нижнеэоценовые отложения сложены пестроцветными известняками и мергелями.

Моллюски в рассматриваемых отложениях известны лишь в разрезах Центрального, Гяурского, Восточного Копетдага, Бадхыза, Гаурдакского района и частично в Низменных и Заунгузских Каракумах. При этом для разрезов Гяурского, Восточного Копетдага, Бадхыза и Гаурдака характерно скопление крупных устриц — *Ostrea hemiglobosa* Rom., *Gryphaea camelus* Burac., широко распространенных в сузакских слоях более восточных районов Средней Азии. Помимо устриц, особенно в Бадхызе и Гаурдаке, нижнеэоценовый комплекс моллюсков составляют: *Leda pisca* Desh., *Nucula* sp., *Chlamys virgulosa* Sow., *Pitar* ex gr. *nitidula* Lamk., *P.* ex gr. *nitida* Desh., *P.* sp., *Nemocardium* sp., *Tellina* sp., *Lucina* sp., *Corbula* sp., *Calyptraea* sp., *Scalaria* sp., *Natica* sp., *Cancellaria* sp. и другие, широко распространенные в сузакских слоях Таджикской депрессии (так называемый «истымтауский» комплекс). В Марыйском, Приамударьинском районах из этого комплекса встречены единичные ядра — *Nucula* sp., *Leda* sp. ind., *Cerithium* sp., *Turritella* sp. Только в Восточном Копетдаге помимо крупных устриц, обнаружены: *Chlamys veneranda* Vass., *Chl. plebeja* Lamk., *Chl. parisiensis* (Desh.) и другие.

По фауне моллюсков рассматриваемые отложения выделяются в слой с *Ostrea hemiglobosa* Rom. и *Gryphaea camelus* Burac. и сопоставляются с бахчисарайским ярусом стратотипического разреза Крыма.

Средний эоцен

Симферопольский ярус

Слой с *Variamussium captiosum* Korob. и *Ostrea turkestanensis* Rom.

Среднеэоценовые отложения Туркмении наиболее полно распространены в районах Центрального, Западного, Гяурского и Восточного Копетдага, Бадхыза, Гаурдак-Кугитангского района.

В Западном Копетдаге рассматриваемые отложения сложены внизу пестроцветными зеленовато-серыми и розоватыми мергелями данатинской свиты (верхняя подсвита), вверху — зеленовато-серыми, белыми и кремовыми оскольчатыми мергелями нижней части обойской свиты, а на Большом Балхане — глинистыми мергелями (трепеловидные сланцы) огланлинской свиты. В Центральном Копетдаге (Куручайская гряда) среднеэоценовые отложения представлены в нижней части зеленовато-серыми глинами, а в верхней — голубовато-серыми мергелями; в Келятинской гряде — нуммулитовыми известняками. В Гяурдаке средний эоцен (нижняя часть бабадурмазской свиты) образован зеле-

новато-серыми глинами. В Восточном Копетдаге к среднему эоцену отнесена дарахбейтская свита, представленная серовато-желтыми алевролитами, серыми массивными жирными глинами и отчасти глиноподобными мергелями. В остальных районах Туркмении, за исключением Бадхыза, среднеэоценовые отложения сложены в основном светло-серыми мергелями с прослоями зеленых глин. В ряде разрезов Красноводского полуострова, Прикарабогазья и Гаурдак-Кугитангского района в нижней части среднеэоценовых отложений встречаются известняки и песчаники. В Бадхызе (Горный Бадхыз, Кушка, Курукбелли) к среднему эоцену отнесены алайские слои, представленные глинами, мергелями, песчаниками (карачопская свита); песчаниками, детритусовыми известняками с прослоями глин, алевролитов и мергелей (шорсафетская свита); глинами, песчаниками с прослоями известняков-ракушняков (чайпатринская свита).

Остатки моллюсков в среднеэоценовых отложениях Туркмении встречаются неравномерно. В Западном, Центральном Копетдаге, Большом Балхане, Красноводском полуострове они неизвестны. В разрезе Гаурдага моллюски встречаются в виде единичных обломков ядер пелеципод и гастропод. В Бадхызе и на крайнем Юго-Востоке республики моллюски наиболее многочисленны и разнообразны, а в Центральной Туркмении, в Приамударьинском районе, в Заунгузских и Низменных (восточная часть) Каракумах они представлены лишь редкими отпечатками тонкостенных раковин.

Среднеэоценовый комплекс моллюсков резко отличается от фауны подстилающих нижнеэоценовых отложений. В среднем эоцене отсутствуют типичные нижнеэоценовые виды — *Ostrea hemiglobosa* Rom. и мелкие лимонитизированные ядра пелеципод и гастропод и преобладают среднеэоценовые двустворчатые моллюски, образующие для разблещенных областей своеобразные ассоциации видов. В отложениях среднего эоцена Центральной Туркмении, Низменных и Заунгузских Каракумов и Приамударьинского района характерно присутствие *Variamussium captiosum* Korob., помимо которого в Приамударьинском районе обнаружены *Pteria* sp., *Variamussium* cf. *rarum* Kor., а в Заунгузских и Низменных Каракумах — *Nucula* cf. *praelongata* Wood, *Leda* cf. *striata* Lamk. В рассматриваемом комплексе моллюсков преобладают виды, характерные для калужского горизонта Северного Кавказа, среднего эоцена Кызыл-Кумов и Южного Приаралья.

На юге Туркмении — в Бадхызе (Горный Бадхыз, Кушка, Курукбелли), а также на крайнем юго-востоке — в Гаурдак-Кугитангском районе среднеэоценовый комплекс моллюсков значительно отличается от фауны рассматриваемых выше районов. Руководящим видом этого комплекса является *Ostrea turkestanensis* Rom., а также многочисленные местные и среднеазиатские виды: *Ostrea turkestanensis* Rom. var. *baissunensis* Vial., *O. afghanica* Vial., *Venericardia viquesnelli* Arch., *Lucina consobrina* Desh., *Tellina poretzkayae* Tolst., *T. sulfagarica* Tolst. Помимо них, в разрезах среднего эоцена Бадхыза обнаружены: *Nucula kasakstanica* Ruch., *Tellina elegans* Lamk., *T. cf. patellaris* Lamk., *Donax* cf. *tumidula* Desh., *Pitar globulosa* Desh., *Pitar nitida* Desh., *Panope corrugata* Dixon., *P. alatica* Kach., *Turritella soluni* Liw. и другие.

В целом ассоциация моллюсков, распространенная в алайских слоях Бадхыза и Гаурдак-Кугитангского района, характерна для среднего эоцена более восточных районов Средней Азии: Ферганы, Таджикской депрессии, Приташкентского района, а также Северного Афганистана и Ирана. Некоторые виды моллюсков известны из среднеэоценовых отложений Украины, Приаралья и Тургайской впадины, Парижского бассейна, Англии, Бельгии и Задунайского среднегорья.

Своеобразный комплекс моллюсков встречен в разрезах среднего

СИСТЕМА		ОТДЕЛ		ПОДДЕЛ		ЯРУС		ГОРИЗОНТ		МЕСТНАЯ СТРУКТУРА ДИАГНОСТИКА	
ПАЛАЕОЦЕН		ЭОЦЕН		ЭОЦЕН		БОДРАККИЙ		КУМСКИЙ		ВАГАНДЖИ	
ЭОЦЕН		ЭОЦЕН		ЭОЦЕН		БОДРАККИЙ		КУМСКИЙ		ВАГАНДЖИ	
СРЕДНИЙ		СРЕДНИЙ		СРЕДНИЙ		БОДРАККИЙ		КУМСКИЙ		ВАГАНДЖИ	
СИМФЕРОПОЛЬСКИЙ		СИМФЕРОПОЛЬСКИЙ		СИМФЕРОПОЛЬСКИЙ		БОДРАККИЙ		КУМСКИЙ		ВАГАНДЖИ	
Верхнеднестрянская	ВЕРХНЕБОБОЙСКАЯ	Зетская, Кендерлинская	Котурская	Фатина esterhazyi и Turritella ferganensis	Нижнетюркмушурская (средняя-верхняя часть)	Вариамуссиям fatlax и Аралокardia туркоманская	Вариамуссиям fatlax и Аралокardia туркоманская	Вариамуссиям fatlax и Аралокardia туркоманская	Вариамуссиям fatlax и Аралокardia туркоманская	Вариамуссиям fatlax и Аралокardia туркоманская	Вариамуссиям fatlax и Аралокardia туркоманская
Пестроцветные мергели (20-59)	Мергели с прослоями зеленоватых глин (свыше 100)	Мергели с прослоями мергели	Мергели с прослоями мергели (40-200)	Фатина esterhazyi	Глины с прослоями мергели (40-200)	Глины с прослоями мергели (40-200)	Глины с прослоями мергели (40-200)	Глины с прослоями мергели (40-200)	Глины с прослоями мергели (40-200)	Глины с прослоями мергели (40-200)	Глины с прослоями мергели (40-200)
не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен
Глины известковистые с прослоями песчаников (124)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)	Глины известковистые зеленоватые (55-156)
Обломки ядер гастропод.	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен	не обнаружен
Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков
Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков	Характерный комплекс моллюсков

Таблица II. Сопоставление средне- и верхнеэоценовых

Восточный Копетдаг		Центральная Туркмения	
свита	мощность в м	свита	мощность в м
Верхнемахмальская	Глины желтовато-зеленые (50 - 120)	не обнаружен	Характерный комплекс моллюсков
Среднемахмальская	Turritella ferqanensis Глины зеленовато-серые (240 - 300)	не обнаружен	Характерный комплекс моллюсков
Нижнемахмальская	Variamissium asiaticum Глины известковистые с прослоями песчаников (150 - 170)	Пleurodon baskarensis Korob et Mak, Variamissium cf. asiaticum Korob et Mak., Cardium porulosum Sol. Turritella ex gr. ferqanensis Vial. et Soloun.	Характерный комплекс моллюсков
Даракбайтская	Глины, мергели и алевролиты (свыше 100)	Ильяинская Variamissium asiaticum Глины известковистые и песчанистые (40 - 100)	Характерный комплекс моллюсков
Карашорская	Variamissium captiosum Мергели и известняки (5 - 120)	Куртышская Глины карбонатные алевролитовые (0 - 320)	Характерный комплекс моллюсков
	Crassatella woodi Koen., Cr. tenuistriata Desh., Lucina cf. concentrica Lamk., Cassidea ambigua Sol., Pitar sulcalaria Desh.	Акчакаинская Aralocardia turkomanica Мергели и глины (0 - 71)	Venericardia cf. turqaica Mir, Aralocardia cf. turkomanica Vial, Panope cf. heberti Bosqy
		Ильяинская Variamissium asiaticum Глины известковистые и песчанистые (40 - 100)	Leda cf. darisensis Jark., Chlamys idonea Wood., Venericardia Iukovichi Ruch, Nemocardium cf. cingulatum Goldf., Corbula conglobata Koen.
		Ильяинская Variamissium asiaticum Глины известковистые и песчанистые (40 - 100)	Nucula kasakstanica Ruch, Leda santasica Jark, Bathyarca rubastshaica Korob, Variamissium asiaticum Kor. et Mak, Cultellus grignonensis Desh.
		Ильяинская Variamissium asiaticum Глины известковистые и песчанистые (40 - 100)	Variamissium captiosum Korob, Pteria sp. ind.

отложений некоторых районов Туркмении.

ПРИАМУДАРЬИНСКИЙ РАЙОН (от пос. ДАРГАНАТА до Керки)		БАДХЫЗ (Горный Бадхыз, Кушка, Курукбели)		ГАУРДАК - КУГИТАНГСКИЙ РАЙОН	
ПАЧКА	ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ	СВИТА	ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ	СЛОИ	ХАРАКТЕРНЫЙ КОМПЛЕКС МОЛЛЮСКОВ
IX	Глины светло-серые с прослоями мерзлей (0-79)	не обнаружен	Отложения отсутствуют (?)		(?)
VI - VII - VIII	<i>Turritella ferganensis</i> Глины зеленовато-серые, алевролиты (0-свыше 200)	Намаксарская <i>Turritella ferganensis</i>	<i>Chlamysidonea</i> Wood, <i>Falinae esterhazyi</i> Pav., <i>F. böhmi</i> Viat., <i>Venericardia lukovichi</i> Ruch., <i>Mastra compressa</i> Desh., <i>M. turkmenica</i> Totst.	<i>Falina esterhazyi</i>	<i>Falina esterhazyi</i> Pav., <i>F. böhmi</i> Viat., <i>Phacoides aff. menardi</i> Desh.
V	Глины зеленовато-серые с прослоями алевролитов, мерзлей	Баяхызская <i>Falina monacha</i> (в основании)	<i>Falina monacha</i> Viat., <i>Crassatella vapincana</i> Bousg., <i>Nemocardium parite</i> Desh., <i>Tellina rostralis</i> Lamk., <i>Panope oppenheimi</i> Korob., <i>Corbulaficus</i> Sol.	Туркестанские	Глины карбонатные и мерзлей лицистые светло-серые (0-37)
IV	<i>Variamissium captiosum</i> Мерзели зеленовато-серые с прослоями известняков (6-40)	Алайские слои <i>Ostrea turkestanensis</i>	<i>Ostrea turkestanensis</i> Rom., <i>O. afghanica</i> Viat., <i>Lucina consobrina</i> Desh., <i>Tellina poretzkayae</i> Totst., <i>Panope corrugata</i> Pix.	Алайские слои <i>Ostrea turkestanensis</i>	<i>Pteria elytracea</i> Rom., <i>Ostrea turkestanensis</i> Rom., <i>O. afghanica</i> Viat., <i>Lucina consobrina</i> Desh., <i>Tellina poretzkayae</i> Totst.

районов Туркмении. Составила В. В. Джабарова при участии А. В. Дмитриева
лова, С. П. Вальбе, З. Д. Куллева, Г. Е. Кожевниковой, Л. С. Невзоровой,
стиковой, Е. К. Шуцкой и др.)

эоцена (дарахбейтская свита) Восточного Копетдага, где он представлен следующими видами: *Variamussium* sp., *Lucina* cf. *concentrica* Lamk., *Crassatella woodi* Koen., *Cr. tenuistriata* Desh., *Venericardia* ex gr. *divergens* Desh., *Pitar sulcataria* Desh., *Cassidea ambigua* Sol., *Athleta elevata* Sow. Из них *Lucina concentrica* Lamk. встречается в разрезах Марыйского района, а *Pitar sulcataria* Desh. и *Athleta elevata* Sow. — в алайских слоях Бадхыза.

По видовому составу моллюсков среднеэоценовые отложения Туркмении выделяются в объеме слоев с *Ostrea turkestanensis* Rom. и *Variamussium cartiosum* Korob., соответствующие симферопольскому ярусу стратотипического разреза.

Верхний эоцен

Верхнеэоценовые отложения в Туркмении распространены широко и представлены в основном морскими образованиями, за исключением разрезов Бадхыза, где туркестанские слои верхнего эоцена сложены как осадочными, так и вулканогенными и пирокластическими образованиями. По комплексам моллюсков верхнеэоценовые отложения Туркмении подразделяются на 3 части: нижнюю, среднюю (бодракский ярус) и верхнюю (альминский ярус).

Бодракский ярус *i*

1. Слой с *Variamussium asiaticum* Korob. et Mak.

К нижней части верхнего эоцена в Западном Копетдаге и Малом Балхане отнесены серые, зеленовато-серые, желтовато-серые глинистые мергели верхней части обойской свиты, а на Большом Балхане — глинистые мергели (трепеловидные сланцы) огланлинской свиты. В Центральном, Гяурском и Восточном Копетдаге нижняя часть верхнего эоцена представлена глинами соответственно нижней части келятинской свиты, бабадурмазской свиты и глинами нижнемахмальской подсвиты. В Центральной и Северной Туркмении описываемые отложения образованы в основном серыми, светло-серыми, темно-зелеными мергелями, переходящими в отдельных слоях в глины и известняки, выделенными в толщу белых глинистых мергелей ильялинской свиты. В Восточном Заунгузье, Марыйском, Приамударьинском и Гаурдакском районах рассматриваемые отложения представлены зеленовато-серыми, преимущественно известковистыми глинами, местами с прослоями мергелей. В Бадхызе к нижней части верхнего эоцена отнесена бадхызская свита, сложенная в основном пирокластическими породами: туфами и туфобрекчиями, реже туфолавами.

Моллюски в нижней части верхнего эоцена Туркмении распространены повсеместно. В западных районах (до Гяурсадага включительно) они редки или неизвестны. Наиболее многочисленны остатки раковин моллюсков заключены в бадхызской свите Бадхыза. Обильная фауна встречается и в разрезах Центральной Туркмении, Восточного Копетдага, Низменных и Заунгузских Каракумов.

Родовой состав моллюсков нижней части верхнего эоцена Туркмении значительно богаче родового состава моллюсков среднего эоцена. Среди моллюсков нижней части верхнего эоцена выделяются два комплекса: 1) виды, известные в Центральной Туркмении, Заунгузских Каракумах и 2) виды, распространенные на юге республики — в Бадхызе.

Первый комплекс моллюсков составляют виды: *Leda santasica* Jark., *Bathyarca rubastschaica* Korob., *Variamussium asiaticum* Korob. et Mak.,

Anomia akburunakica Korob. et Mak., *Paliolum culdjuctanensis* Korob. et Mak., *Phacoides schweyeri* var. *turcmenica* Fok., *Cuspidaria akburunakica* Korob. et Mak. и другие, имеющие широкое распространение в низах верхнего эоцена Северного Кавказа, Южного Приаралья, Кызыл-Кумов.

Второй комплекс моллюсков распространен в Бадхызе и охарактеризован следующими видами: *Leda galeottiana* Nyst, *Fatina monacha* Vial., *Chlamys idonea* Wood, *Chl. cornea* Sow., *Crassatella vapincana* Bouss., *Cr. sulcata* Sol., *Nemocardium parile* Desh., *N. höni* Nyst, *Pitar heberti* Desh., *Tellina rostralis* Lamk., *T. pseudorostralis* Orb., *T. praepostera* Koen., *Panope heberti* Bosq., *P. oppenheimeri* Korob., *Corbula ficus* Brand., *Thracia bellardi* Picht., *Turritella imbricata* Lamk., *T. sulcifera* Desh., *Athleta elevata* Sow., *Xenophora agglutinans* Lamk. В Марыйском и Приамударьинском районах к данному комплексу относятся: *Leda galeottiana* Nyst, *Tellina praepostera* Koen., *Corbula ficus* Sol., *Ficus nexilis* Sol.

По находению вышеуказанных видов моллюсков рассматриваемые отложения Бадхыза, Марыйского и Приамударьинского районов легко сопоставляются с туркестанскими слоями Таджикской депрессии, Ферганы, с саксаульской свитой Казахстана, с верхним эоценом Ахалциха, Украины и Западной Европы.

Фауна в разрезах Восточного Копетдага имеет смешанный характер. Здесь наряду с видами, характерными для Центральной Туркмении — *Variamusium asiaticum* Korob. et Mak., *Bathyarca rubastschaica* Korob., обнаружены моллюски, родовой и видовой состав которых сходен с фауной Бадхыза: *Chlamys cornea* Sow., *Pitar heberti* Desh., *Panope oppenheimeri* Korob., *Turritella imbricata* Lamk., *Athleta elevata* Sow., *Xenophora agglutinans* Lamk.

По находению раковин *Variamusium asiaticum* Korob. et Mak. нижняя часть верхнего эоцена большинства районов Туркмении выделяется в одноименные слои, соответствующие низам бодракского яруса стратотипического разреза юга СССР.

2. Слой с *Fatina esterhazyi* Pav. и *Turritella ferganensis* Vial et Soloun.

К средней части верхнего эоцена относятся зеленовато-серые глины эзетской свиты, глины с крупными доломитовыми конкрециями кендерлинской свиты, песчаники и алевролиты котурской свиты и оливково-зеленые глины нижнеторымбеурской подсвиты Западного Копетдага, а на Большом Балхане — глины кошагырской свиты. В ряде районов Копетдага — в Центральном, Гяурском и Восточном — рассматриваемые отложения также представлены зеленовато-серыми глинами средней части келятинской свиты, глинами бабадурмазской свиты и глинами среднемахмальской подсвиты.

На Красноводском полуострове средняя часть верхнего эоцена образована пачкой зеленых и бурых глин, а в Центральной и Северной Туркмении — серовато-зелеными и зеленовато-коричневыми мергелями и глинами куртышской свиты. В Заунгузских Каракумах, Марыйском и Приамударьинском районах к рассматриваемым отложениям отнесены пачки VI—VII—VIII, представленные зеленовато-серыми известковистыми или слабо карбонатными глинами и алевролитами. В Бадхызе средняя часть верхнего эоцена образована песчаниками, туфопесчаниками с прослоями известняков намаксарской свиты.

Моллюски в описываемых отложениях большинства районов Туркмении встречаются довольно часто, особенно многочисленны они в разрезах Бадхыза и Западного Копетдага. Родовой и видовой состав моллюсков из средней части верхнего эоцена несколько обновляется. Здесь помимо видов, характерных для подстилающих отложений, впервые

появляются представители таких родов, как *Libitina*, *Lingula*; значительное распространение получают виды родов *Leda*, *Venericardia*, *Maetra*, *Corbula* и *Turritella*.

В целом ассоциация моллюсков средней части верхнего эоцена широко распространена в разрезах Западного Копет-Дага, Бадхыза, Гаурдака, Низменных и Заунгузских Каракумов, Приамударьинского и Марыйского районов. Общими видами для сравниваемых районов являются: *Leda galeottiana* Nyst, *Ostrea plicata* Sol., *Crassatella deshaysiana* Nyst, *Venericardia lukovichii* (Ruch.), *Phacoides menardi* Desh., *Nemocardium cingulatum* Goldf., *Cardium porulosum* Sol. subsp. *dungramensis* Liw., *Solen rimosus* Bell., *Corbula conglobata* Koen., *Turritella ferganensis* Vial. et Soloun. При этом для Бадхыза, Западного Копет-дага, Гаурдак-Кугитангского района характерно массовое скопление раковин *Fatina esterhazyi* Pav.—руководящего вида для верхнего эоцена восточных районов Средней Азии. Помимо названного вида в Бадхызе обнаружены многочисленные раковины рода *Maetra* — *M. turkmenica* Tolst., *M. asiatica* Tolst., *M. compressa* Desh., *M. contortula* Desh., *M. cf. solida* Linn., а также *Fatina böhmi* Vial., *Ostrea aff. kokanensis* Sok., *Crassatella sulcata* Sol., *Libitina alpina* Math., *Nemocardium parile* Desh., *Tellina hantoniensis* Edw. и другие. В разрезах средней части верхнего эоцена Низменных и Заунгузских Каракумов известны многочисленные раковины *Lingula karakumica* Fok. Здесь и во всех других районах Туркмении характерно массовое скопление створок *Turritella ferganensis* Vial. et Soloun. В Восточном Копетдаге наряду с *Cardium porulosum* Sol. subsp. *dungramensis* Liw. и *Turritella ferganensis* Vial. et Soloun, встречаются такие виды, как *Bathyarca* sp., *Arca* sp., *Pleurodon bascarensis* Korob. et Mak., *Occultamussium* sp., *Variamussium ex gr. asiaticum* Korob. et Mak.

Комплекс моллюсков из средней части верхнего эоцена Туркмении широко распространен в верхнеэоценовых отложениях более восточных районов Средней Азии (верхи туркестанских, риштанские слои Ферганы, Таджикской депрессии), Приаралья и Тургайской впадины, Ахалциха, Парижского бассейна, Бельгии и Северных Альп.

По видовому составу моллюсков средняя часть верхнего эоцена выделяется в слои с *Fatina esterhazyi* Pav. и *Turritella ferganensis* Vial. et Soloun и сопоставляется с кумским горизонтом верхней части бодракского яруса.

Альминский ярус

Слой с Variamussium fallax Korob. и Aralocardia turkomanica Vial.

Отложения верхней части верхнего эоцена распространены не повсеместно. В Копетдаге и на Малом Балхане они представлены оливково-зелеными глинами верхней части нижнеторымбеурской подсвиты, келятинской и бабадурмазской свит. На Красноводском полуострове описываемые отложения сложены зелеными мергелями и пластичными карбонатными глинами. В Центральной и Северной Туркмении верхняя часть верхнего эоцена образована пестроцветными мергелями и известковистыми глинами ачкакаинской свиты, а в Низменных и Заунгузских Каракумах, в Приамударьинском и Марыйском районах — известковистыми глинами и мергелями IX пачки.

Моллюски рассматриваемых отложений наиболее многочисленны в разрезах Западного Копетдага, Гяурсдага и Марыйского района. В их составе встречаются виды, характерные для подстилающих отложений (средняя часть верхнего эоцена), но много и новых видов. Здесь впервые появляются и широко распространены представители таких видов, как

Leda khanabadensis (Ivan.), *Nucula aralensis* Luk., *Variamusium fallax* Korob., *Chlamys subitus* Korob., *Gryphaea queteleti* Nyst, *Venericardia turgaica* Mir., *Aralocardia turkomanica* Vial., *Pitar latilamella* Luk., *Pholadomya michailovskyi* Luk., *Ph. ornata* Alex., *Panope woodwardsi* Koen., *Turritella erro* Vial. et Soloun, *Vermetus bognoiriensis* Mant. и другие. Массовое скопление раковин *Aralocardia turkomanica* Vial. характерно для разрезов Западного и Гяуресского Копетдага, а в единичных экземплярах они обнаружены в Центральной Туркмении, и Марыйском районе. Помимо *Aralocardia turkomanica* Vial.* в Марыйском районе известны: *Chlamys* (?) cf. *foediaurita* Korob., *Crassatella* cf. *rotundo-angulata* Ivan., *Turritella erro* Vial. et Soloun. Раковины *Gryphaea queteleti* Nyst характерны для разрезов Западного Копетдага и Северной Туркмении. Присутствие указанных выше видов позволяет сопоставить рассматриваемую часть разреза с зоной *Gryphaea queteleti* адаевской свиты Мангышлака, с зонами *Vermetus*, крупных туррителл и *Pinna lebedevi* (?) чеганской свиты Северного Приаралья, Тургайского прогиба, с исфаринскими и ханабадскими слоями Ферганы, Таджикской депрессии.

В Низменных и Заунгузских Каракумах, а также в Западном Копетдаге в верхней части верхнего эоцена встречены раковины *Variamusium fallax* Korob. — зонального вида белоглинского горизонта Северного Кавказа, Южного Приаралья и Кызыл-Кумов.

По комплексам фауны в рассматриваемых отложениях выделены слои с *Variamusium fallax* Korob. и *Aralocardia turkomanica* Vial. и отнесены к альминскому ярусу стратотипического разреза юга СССР.

Таким образом, анализ стратиграфического и географического распространения видов моллюсков палеогеновых отложений Туркмении позволил выделить для каждого стратиграфического подразделения слои с фауной и сопоставить разнофациальные отложения Туркмении между собой и со стратотипическим разрезом юга СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабков К. В., Каханова Л. П., Салибаев Г. Х. О возрасте нижней части бухарских слоев Таджикской депрессии и ее горного обрамления. Док. АН Тадж. ССР, т. XI, № 2, 1968.
2. Вальбе С. П. Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага. «Недра», 1967.
3. Вялов О. С. О стратиграфии палеогена Бадхиза. Геол. сб. Львовского геол. общества, № 78, 1961.
4. Вялов О. С. Новые *Aralocardia* Vialov из палеогена Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 109, 1963.
5. Вялов О. С., Ткачук М. А., Джабарова В. В. Палеоген Марыйского типа в Туркмении. В кн.: Вопросы геол. Туркмении. Ашхабад, 1963.
6. Верзилин Н. И., Каханова Л. П., Чистяков В. Г. О первой находке раннепалеоценовых моллюсков в Южной Фергане. ДАН СССР, т. 180, № 5, 1968.
7. Джабарова В. В., Кулиев З. Д., Назаров М. О палеоценовых отложениях некоторых районов Юго-Восточного Туркменистана. Тр. ТГГЭ, вып. 2, 1964.
8. Джабарова В. В., Кулиев З. Д., Назаров М. К стратиграфии палеоценовых отложений Бадхиза. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1965.
9. Джабарова В. В. Стратиграфия и двустворчатые моллюски палеоценовых отложений Юго-Восточной Туркмении. Автореферат дисс., 1965.
10. Джабарова В. В., Тимофеев Ю. В. К стратиграфии палеоцена Низменных Каракумов. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 2, 1967.
11. Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е., Джабарова В. В. Фаунистическая характеристика бухарских слоев Маньшской синклинали и некоторые вопросы их биостратиграфии. Тр. ЦКТЭ, вып. 1, 1963.
12. Дмитриев А. В., Кожевникова Г. Е. Эоценовые отложения района Гяурдагской антиклинали. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 3, 1964.

* Ранее этот вид в Марыйском районе определялся как *Isocardia eichwaldiana* Rom. (М. А. Ткачук и др., 1968).

13. Дмитриев А. В., Джабарова В. В., Кожевникова Г. Е., Кулиев З. Д., Невзорова Л. С., Невмирич Л. Е. Схема стратиграфии палеогеновых отложений Туркмении. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Туркмении», Ашхабад, 1969.
14. Дмитриев А. В., Джабарова В. В., Кожевникова Г. Е., Невзорова Л. С., Кулиев З. Д., Невмирич Л. Е. Корреляция палеогеновых отложений Туркмении на основании биостратиграфического изучения фауны. Изв. АН ТССР, сер. ФТХиГН, № 4, 1970.
15. Каханова Л. П., Соболева Р. П., Ковалева Н. П. О пограничных горизонтах верхнего мела и палеогена Султан-Уиздага. Тр. ВСЕГЕИ, том, 115, вып. 1, 1965.
16. Кулиев З. Д., Судо М. М., Назаров М., Джабарова В. В., Раевский М. И. Марыйский район. Типовые разрезы мела и палеогена закрытых районов Туркмении. Тр. Управ. геологии СМ ТССР, вып. 4, Ашхабад, 1966.
17. Миронова Л. В., Сукачева М. П. О возрасте котурской и торымбеурской свит палеогена Западного Копетдага и Малого Балхана. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2, т. 46, Л., 1961.
18. Пантелеев Г. С. Стратиграфия и двустворки датских и палеоценовых отложений Закаспия (Мангышлак, Западная Туркмения). Автореферат дисс., 1970.
19. Пантелеев Г. С. Двустворчатые моллюски из датских и монских отложений Туркмении и Мангышлака. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3, 1967.
20. Саперсон Э. И., Бугрова Э. М., Травина Т. Ф. Корреляция палеоценовых и нижнеэоценовых отложений Туркмении. БМОИП, отд. геол. т. XLII (3), 1967.
21. Саперсон Э. И., Бугрова Э. М., Травина Т. Ф. Корреляция средне- и верхнеэоценовых отложений Туркмении. БМОИП, отд. геол., т. XIII (2), 1968.
22. Солун В. И., Травина Т. Ф., Бугрова Э. М., Толстикова Н. В. Палеогеновые отложения Бадхыза. Тр. ВСЕГЕИ, т. 52, Л., 1961.
23. Сукачева М. П., Шахова А. Н., Захарова М. Г. К стратиграфии и литологии палеогеновых отложений Западного Копетдага. Тр. ВСЕГЕИ. Проблема нефтегаз. Ср. Азии, вып. 2, Л., 1961.
24. Толстикова Н. В. Моллюски алайских и туркестанских слоев Бадхыза, Л., 1964.
25. Фокина Н. А. Новые данные о эоценовой фауне Северо-Восточной Туркмении. Тр. Треста «Союзбургаз», М., 1964.
26. Шуцкая Е. К. Нижнепалеогеновые отложения Центральных и Юго-Восточных Каракумов Туркменистана. Тр. Всесоюзн. Геол. нефт. Ин-та, вып. 39, М., 1964.

Г. И. ПОПОВ, Е. П. ЮРТАЕВА

ПРОБЛЕМА ВЕРХНЕГО САРМАТА ТУРКМЕНИИ

В неогеновых отложениях Копет-Дага И. И. Никшичем (1924, 1925, 1929, 1931) выделено несколько «континентальных» толщ и в связи с этим введен в геологическую литературу ряд условных терминов или терминов открытой номенклатуры. В частности, толщи, имеющие континентальный и субконтинентальный облик, залегающие над породами морского сармата и морского акчагыла и не содержащие, по данным этого автора, палеонтологических остатков, получили название соответственно «надсарматские» и «надакчагыльские» конгломераты.

Этими терминами геологи продолжали пользоваться в течение долгого времени, не находя оснований для уточнения возраста упомянутых отложений. В начале 60-х годов работами А. И. Смолко, А. А. Али-Заде (1952), Г. И. Попова (1961), А. В. Данова, С. Т. Мелешенко (1953), М. К. Мирзаханова (1962) в северных предгорьях Кюрен-Дага для большей части объема «надакчагыльских» конгломератов был установлен апшеронский возраст. Основанием для этого послужили находки фауны моллюсков, остракод и некоторых других организмов. В результате чего термин «надакчагыльские» конгломераты был исключен из употребления, особенно туркменскими геологами.

В 1963 г. в «Известиях АН Туркменской ССР» в № 4 опубликованы новые данные одного из авторов данной статьи под названием: «О возрасте надсарматской континентальной свиты Западного Копет-Дага», где сообщается, что в разрезе Иланлы и в ряде других разрезов Копет-Дага почти во всей толще пород «надсарматской» свиты обнаружена довольно многочисленная и разнообразная фауна моллюсков, видовой состав которой и другие данные позволяют эту свиту отнести к среднему сармату и установить вместе с тем ее морское происхождение (Попов, 1963).

В последующие годы нам удалось описать еще несколько разрезов «надсарматской» свиты (рис. 1), при этом наблюдалась примерно та же самая картина, т. е. в залегающей над средним сарматом, а иногда и выше среднего миоцена толще пород, окрашенной в бурые, красные, желтые и даже вишнево-красные цвета, содержащей песчаники, пески, песчанистые алевролиты, глины, а местами гравелиты и конгломераты, словом, обладающей всеми признаками континентального происхождения, обнаружена фауна моллюсков. Другими словами, были отмечены все те черты и особенности, которые описаны ранее в Иланлинском разрезе.

Видовой состав фауны моллюсков по укоренившимся представлениям о вертикальном распространении видов по разрезу не вызывал сомнений для отнесения этой толщи к среднему сармату. Но целый ряд других фактов, выявленных при описании новых разрезов, заставляет

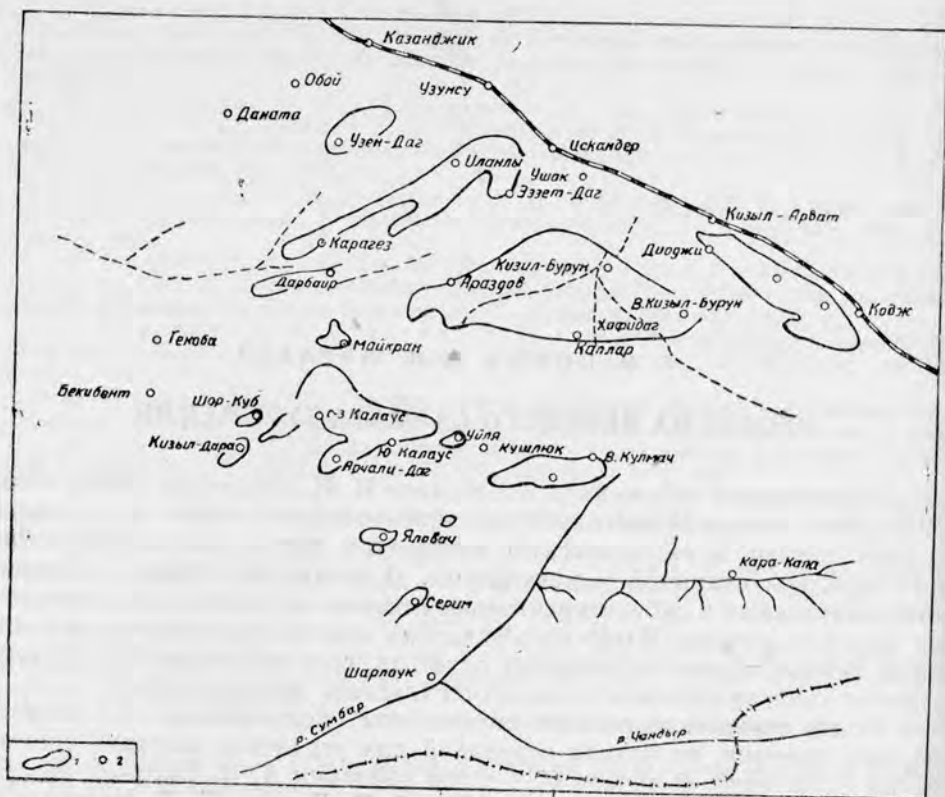


Рис. 1. Схема распространения отложений надсарматской свиты в Копетдаге.
1 — Наименование структур и отдельных урочищ, 2 — Площади распространения надсарматской свиты.

нас отказаться от прежних своих выводов и считать, что эту толщу правильнее отнести к верхнему сармату, выраженному здесь в Копет-Даге в необычных фациях и с иной фаунистической характеристикой.

Однако прежде чем сделать окончательные выводы о возрасте свиты, приведем описание некоторых разрезов, ознакомив читателя ближе с литологическим составом, с комплексом обнаруженных моллюсков и их своеобразным обликом и, наконец, с условиями залегания свиты на подстилающих отложениях.

КОДЖ (южное крыло неогеновой складки)

Разрез верхнемиоценовых отложений данного района является единственным в своем роде, где «надсарматская» свита залегает на достоверном среднем сармате со своеобразным перерывом, обозначенный присутствием в основании свиты крупных известковистых конкреций размером $1,5 \times 1 \times 1$ м, расположенных в виде слоя толщиной в один ряд. В тех местах, где вышележащие отложения срезаны денудацией, этот оригинальный слой образует бронирующие наклонные поверхности (рис. 2) весьма экзотической формы по внешнему виду и особенно издали сильно напоминающие огромное количество бочек, уложенных тесными рядами. Выше конкреционного слоя залегает пестрая пачка переслаивающихся песчаников и алевролитов темно-бурых, ярко-желтых, оранжевых и светло-голубоватых. И слой конкреций, и пестрая пачка составляют 2 нижних пласта «надсарматской» свиты, общей мощностью около 4 м.

3. Переслаивание алевролитов, глин и песчаников. Эта пачка по составу и расцветке пород сильно напоминает нижележащую, но в разрезе отделяется небольшой терраской. Здесь наблюдается, кроме того, большое разнообразие цветов: светло- и темно-зеленоватые, кирпично-красные, желтые, светло-голубые. В отдельных пропластках встречаются окаменелости, из которых определены следующие виды: *Cardium* ex gr. *viratamense* Koles., а также ряд кардинид плохой сохранности и неопределимых до вида, *Mastra* ex gr. *caspia* Eichw., *Solen* sp. indet. и др., отпечатки каких-то гастропод, возможно, *Cerithium*. Мощность 24 м.



Рис. 2. Район ст. Кодж. Известковистые конкреции в основании «надсарматской свиты». Фото С. Попова.

4. Песчаник светло-зеленоватый с пропластками светло-желтых песчаников с фауной исключительно мактр, где преобладают *Mastra* ex gr. *navikini* Koles., *M.* ex gr. *caspia* Eichw. и др. Мощность 10—15 см.

5. Чередование светло-голубоватых песчаников и бурых алевролитов. Голубоватый песчаник, залегающий в кровле, при выветривании распадается на тонкие пластинки. Мощность 5 м.

6. Алевролит бурый, неслоистый, песчаный. Мощность 1,5 м.

7. Песчаник голубовато-серый, содержащий массовое скопление *Mastra* ex gr. *naviculata* Baily, *M.* ex gr. *caspia* Eichw., *Tapes* sp. и др. Мощность 10 см.

8. Пачка, состоящая из переслаивания алевролитов разных расцветок: оранжевых, голубоватых, с преобладанием оранжевых. Мощность 7 м.
9. Алевролиты красно-бурые, слабо слоистые, песчаные. Мощность 34 м.
10. Песчаник серый крупнозернистый, слоистый. В отдельных пропластках обнаружены многочисленные окаменелости: *Cardium fittoni* Orb. (один экземпляр), *C. ex gr. palivkini* Koles., *C. ex gr. incurvatum* Koles., *Mastra caspia* Eichw., *M. paviculata* Baily, *M. sp. nova*, *Solen subfragilis* M. Högn. Мощность около 1 м.
11. Алевролиты бурые, желтоватые, песчаные, слабослоистые. Мощность 21 м.
12. Песчаник слегка желтовато- или буровато-серый, массивный, с пропластками и линзами глинистой брекчии. По простиранию песчаник изменяет мощность, которая в среднем равна 2 м.
13. Алевролиты бурые, песчаные, слабослоистые, довольно однообразные по всей мощности пласта. Мощность 12,5 м.
14. Частое переслаивание гравелитов и конгломератов. В составе валунов много известняков с миоценовой фауной. Это базальный конгломерат ачкагыла, по простиранию резко изменяющий свою мощность и даже нацело выклинивающийся.

УЗЕК-ДАГ

(западная оконечность Узекдагской долины к югу от родника Кызыл-Чешме)

«Надсарматские» красноцветные отложения залегают в данном разрезе на хорошо охарактеризованных отложениях среднего сармата. В частности, на светло-серых крепких известняках, содержащих разнообразную фауну моллюсков (кардиниды, мактры, тапесы, донаксы и солены) согласно ложатся:

1. Глины разноокрашенные: темно-бурые, светло-коричневые, светло-серые, комковатые с раковистым изломом, с пропластками песчаника. Встречаются редкие и мелкие *Mastra paviculata* Baily, *Cardium ex gr. ingratum* Koles. и др. Мощность 8,3 м.
2. Песчаники серые, голубовато-серые с тонкими пропластками глин, то светло-голубоватых, то темно-коричневых, в последних встречаются редкие *Cardium sp. indet.* и *Mastra sp.* Мощность 17 м.
3. Песчаник серый, крепкий, массивный, с многочисленными ядрами и отпечатками кардинид, мактр и других моллюсков. Наиболее характерные из них: *Cardium ex gr. plicatofittoni* Sinz., *C. ex gr. kischinense* Koles., *Mastra vitaliana* Orb., *M. subvitaliana* Koles., *M. sp.* и некоторые др. Мощность 18 м.
4. Пески слегка розоватые или красноватые, слабослоистые с пропластками песчаника. В последнем сосредоточены мелкие *Mastra sp. indet.* Мощность 9,3 м.
5. Глины кирпично-красные, темно-синие, то тонкослоистые, то комковатые с мелкими мактрами. Мощность 12 м.
6. Песчаник желтовато-бурый, среднезернистый, слоистый. В кровле песчаника залегают маломощный пропласток пестроцветной, местами красновато-бурой глины с фауной: *Cardium ex gr. ingratum* Koles., *Mastra caspia* Eichw. Мощность 13,5 м.
7. Известняк светло-серый, то массивный, крепкий, то оолитовый с отпечатками и ядрами мелких *Cardium ex gr. ingratum* Koles., *Mastra aff. caspia* Eichw., *Solen subfragilis* M. Högn. Мощность 1 м.
8. Глины бурые, вишнево-бурые, алевролитистые. Мощность 15,3 м.
9. Известняк светло-серый, почти белый, с фауной мелких, неопределимых до вида мактр и кардинид. Мощность 0,6—0,7 м.

10. Песчаник светло-серый, крепкий массивный с отпечатками и ядрами *Mastra* sp., *Cardium* sp. Мощность 20 м.

11. Переслаивание алевролитов, глин и мергелей. Все породы по-разному окрашены: кирпично-красные, розовые, желтые, голубоватые и других цветов — и все они содержат фауну: *Cardium uiratamense* Koles., *Mastra* ex gr. *caspia* Eichw., *Solen subfragilis* M. Högn. и др. Мощность 19 м.

12. Многократное переслаивание конгломератов, алевролитов и песчаников. Конгломераты пестрого состава, разной величины галек и валунов. Алевролиты бурые, грязно-коричневые, песчанистые. Песчаники серые, крупно- и неравномернозернистые. Мощность 35—39 м.

Выше с размывом залегает базальный конгломерат акчагыла.

ЮЖНЫЙ СКЛОН ХР. АРАЗДОВ

Близ границы с «надсарматской» свитой отложения среднего сармата сложены сверху светло-голубоватыми глинами, переходящими в светло-зеленоватые и сменяющиеся в свою очередь того же цвета песчаниками массивными, но при выветривании образующими пустоты, каверны (мощность 2,5—3 м).

1. Вышележащий пласт — это уже породы красноцветной «надсарматской» свиты, состоящие из алевролитов темно-зеленых и глин вишнево-красных. Мощность 10 м.

2. Переслаивание алевролитов с пропластками песков, песчаников и глин, последние небольшой мощности, приуроченные к нижней части и содержат редкие *Mastra caspia* Eichw. Мощность 28 м.

3. Песчаник светло-розоватый, массивный, выдержанный по простиранию и может служить прекрасным опорным горизонтом. Здесь определены крупные формы *Mastra subvitaliana* Koles., *Mastra caspia* Eichw., *Dopax* ex gr. *högnesi* Sinz., многие мелкие кардиниды и цериты. Из гастропод попадают также крупные *Barbotella högnesi* Barb. и ряд видов *Trochus*. Мощность 0,5 м.

4. Новое переслаивание алевролитов желтовато-бурых, песчанистых, скрытослоистых. В кровле этой пачки залегает песчанистый оолитовый известняк, местами сильно загнуванный, с богатой и разнообразной фауной моллюсков: *Cardium fittoni* Orb., *C. plicatofittoni* Sinz., *Mastra subvitaliana* Koles., *M. nalivkini* Koles., *Barbotella grossocostata* Rad. et Pavl. и многие др. формы. Мощность 10—12 м.

5. Выше этого известняка следуют те же алевролиты желто-бурого цвета, кровлю которых венчает конгломерат, видимо, четвертичного возраста. Мощность алевролитов 8—10 м.

Вероятно, для общего знакомства с вещественным составом «надсарматской» свиты, с видовыми ассоциациями моллюсков и с их распространением по разрезу пока ограничимся приведенными послойными описаниями.

РАЗРЕЗ «НАДСАРМАТСКОЙ» СВИТЫ В РАЙОНЕ АРЧМАНА

Отметим прежде всего, что этот разрез имеет наибольшую мощность, достигающую 700 м. «Недсарматская» свита с постепенным переходом залегает на отложениях среднего сармата (на самых низких горизонтах). При смене этих двух толщ нельзя заметить ни только размыва или угловых несогласий, но и литологических различий. Изменяется лишь один цвет, из светло-серого и голубоватого он становится постепенно бурым или желто-бурым.

Выше появляются пропластки мелкогалечных конгломератов, кото-

рые сверху увеличиваются и по мощности пласта, и по размерам гальки и валунов. Грубо по литологическому составу «надсарматскую» свиту в этом разрезе можно разделить на три части: нижняя — глинисто-алевролитистая, средняя — конгломератовая и верхняя — глинисто-алевролитовая.

Фауна в собственно «надсарматской» свите или в бурой части разреза обнаружена лишь в первых (снизу) десяти метрах и состоит из мелких мактр и кардиид.

РАЗРЕЗ ХР. БЕЗЫМЯННЫЙ

(к югу от Кызыл-Арвата, справа от дороги Кызыл-Арват—Кара-Кала)

Здесь средний сармат близ границы с «надсарматской» свитой сложен мощной толщей известняков, крепких, массивных, при выветривании расслаивающихся на толстые пласты и более тонкие плиты.

Переход к «надсарматской» свите довольно резкий — известняки сменяются глинами известковистыми разных цветов и оттенков: буроватых, розоватых, темно-зеленоватых с синеватым оттенком. Однотонность глин нарушается присутствием прослоев крепких светло-желтоватых мергелей. И в глинах, и в мергелях сосредоточена фауна, состоящая из мелких *Cardium*, *Mastra*, *Modiola*, *Solen* и др.

Чем выше, тем более бурую окраску приобретают породы разреза. Изменяется состав пород. Мергели исчезают, появляются пласты песков, песчаников и глин. Фауна продолжает встречаться в том же составе на протяжении примерно 70—80 м. Общая мощность разреза около 300 м.

Второй разрез на этом хребте описан северо-западнее, в 10—15 км, в районе родников Чемели. Он почти полностью повторяет первый и по литологическому составу, и по мощности (около 300 м), и главное, что фауна обнаружена в том же интервале 70—80 м от подошвы толщи, а выше она исчезает.

Подобного рода разрез «надсарматской» свиты, но значительно меньшей мощности (всего 80—100 м) можно наблюдать на горе Эзет, Акча-Даг, Кулмач, Сирим и др. В последних двух разрезах красноцветные породы залегают на среднем миоцене (конкский горизонт) или на нижнем сармате.

Близкие условия осадконакопления в конце среднего сармата существовали на Краснодарском полуострове и, видимо, в Заунгузских Каракумах. Свидетельством тому может служить кюрянинская свита, которая имеет одинаковое с «надсарматской» свитой соотношение в залегании и с подстилающими и с покрывающими отложениями и можно считать, что ее формирование протекало в тот же отрезок времени и примерно в тех же палеогеографических условиях.

В крайних западных и центральных районах Краснодарского полуострова (Кызыл-Бурун, Кызыл-Лай, Каскыр-Булак) кюрянинская свита залегают на разных горизонтах миоцена (нижний и средний сармат, средний миоцен) то без заметных следов перерыва (Каскыр-Булак), то с явным разрывом (Кызыл-Бурун), но во всех случаях трансгрессивно перекрывается акчагылом. Здесь она сложена алевролитами, песками, песчаниками и глинами (Кызыл-Бурун), а также гравелитами и мелкой слабоокатанной галькой (Каскыр-Булак). Мощность свиты 50—60 м.

В восточных районах (Белек, Карайман и др.) кюрянинская свита также без следов перерыва в конкретных разрезах залегают уже на более древних породах (от палеогена до среднего миоцена). Сложена здесь эта свита внизу алевролитами, а сверху сменяющимися грубыми конгломератами, среди которых много валунов юрских известняков, снесенных с Большого Балхана (Белек). Мощность свиты здесь превышает 200 м.

Обращает на себя внимание характер залегания кюрянинской свиты на подстилающих отложениях. В отдельных разрезах она может залегать и без перерыва, но в региональном плане, где мы видим ее залегание не только на разных горизонтах миоцена, но и палеогена, установление ее не вызывает затруднений.

Ниже мы приведем разрез кюрянинской свиты из района Кызыл-Буруна, который среди северных разрезов является наиболее полным и, на наш взгляд, более близок по своим данным разрезам «надсарматской» свиты Копет-Дага. Особенное сходство он обнаруживает с разрезом южного склона хребта Араздов, так как тоже содержит в средней части пропласток с фауной, заключенный среди немых толщ, но здесь он другого состава. Это светло-серые, местами зеленоватые глины и мергели с фауной мактр, кардиид и некоторых других групп.

КЫЗЫЛ-БУРУН

(разрез описан авторами совместно с Ю. В. Тимофеевым)

1. Над средним сарматом залегает пласт перемытых сарматских галечников около 1 м мощности. Это базальный пласт кюрянинской свиты.

2. Пласт загипсованных алевролитов, залегающих на перемытых галечниках с резким литологическим контактом. Мощность около 1 м.

3. Алевролиты, образующие три уступа, каждый из которых начинается с огипсованного песчаника, более прочного и образующего небольшие карнизы. Общая мощность пачки алевролитов и песчаников 10—11 м. Каждый уступ 2—2,6 м.

4. Пропласток глин зеленовато-серых и мергелей голубоватых. Глины толстослонстые с фауной кардиид и мактр. Мергели грубослоистые, также содержат остатки моллюсков. В обеих разновидностях пород определены: *Cardium quadripartitum* Koles., *C. ex gr. bajanunasi* Koles., *C. ex gr. ingratum* Koles. и другие формы кардиид, неопределимые до вида, *Macra caspia* Eichw., *M. palivkini* Koles., а также формы, напоминающие *Modiola* и гастроподы. В глинах найдены растительные остатки. Мощность 0,5—0,6 м.

5. Алевролит буровато-коричневатый, почти не отличим от нижележащего. Мощность 5—6 м. В кровле пласта залегает песчаник с пропластками крупнокристаллического гипса. Мощность около 1,5—2 м.

6. Новая терраса алевролитов. Мощность 5—6 м.

7. Выше уже склон чинка, в котором видны все те же алевролиты, постепенно переходящие вначале в светлые мергели, а затем в массив известняков, содержащих среднеакчагыльскую фауну. Таким образом, акчагыл на кюрянинской свите залегает с глубоким разрывом. Мощность склона 25—30 м.

Возраст заунгузской свиты, получивший развитие в Заунгузских Каракумах, установить несколько сложнее из-за отсутствия твердо датированных покрывающих ее отложений. Эта особенность разреза и многие другие причины, из которых главное—отсутствие руководящей фауны, и послужили столь большому разнообразию мнений о возрасте свиты. Наибольшие затруднения возникают при определении возраста оолитовой пачки и той части разреза, которая расположена выше ее (здесь и ниже название пачек дается по А. И. Животовской).

Ленточная пачка (она же, по-видимому, и пестроцветная) в разрезах, которые нам удалось описать*, залегает на нижнем сармате согласно, но с резким обеднением фауны. Если в нижнем сармате можно

* Разрезы на Унгузье и буграх Чёнг описаны совместно с Ю. В. Тимофеевым, Т. Р. Розыевой, Т. М. Лаптевой, А. И. Животовской и Г. И. Поповым.

наблюдать разнообразные мактры, кардинды, солены и другие группы моллюсков, то в ленточной пачке в ее основании остается лишь один неопределимый вид мактр. Непрерывный переход нижнего сармата к ленточной пачке позволяет последнюю связывать с сарматским возрастом. С мнением же А. И. Айнемера, самым, так сказать, новейшим (1968), утверждающим послесарматский, но доакчагыльский возраст свиты, нельзя согласиться, так как верхний сармат в районе песков Уч-Таган, который якобы подстилает заунгузскую свиту, находится под большим вопросом. Кроме того, не указано взаимоотношение залегания заунгузской свиты и сармата. При согласном залегании она здесь окажется верхними горизонтами верхнего сармата, если последний будет определен с достаточной достоверностью.

При изучении «надсарматской» свиты предполагалось прежде всего выяснить ее происхождение, именно установить среду, в которой образовались ее породы. Эту, как и многие другие свиты, не обнаружившие палеонтологических остатков, принято было, как уже отмечено, относить в разряд континентальных образований. Однако один даже беглый взгляд, замечающий строгий характер напластования пород с четкими границами между ними и в общем хорошую их отсортированность, вызывал понятное недоумение и заставлял искать новые дополнительные факты, которые бы подтвердили или опровергли установившиеся представления о генезисе свиты. Предпринятые нами усилия в этом направлении увенчались успехом. В так называемой «континентальной» толще пород в отдельных разрезах снизу доверху была найдена морская фауна моллюсков, что однозначно решило вопрос о ее морском происхождении. Помимо того, большая часть найденных форм, как принято считать, принадлежала среднесарматским видам, и поэтому как будто бы был решен вопрос и о среднесарматском возрасте свиты.

Шло время, накапливался фактический материал, вселяющий все больше и больше сомнений в правильность выводов о возрасте свиты. Материал этот пополнялся главным образом за счет послыюного описания новых разрезов, анализа собранной и изученной из этих разрезов фауны и непосредственного наблюдения за характером залегания свиты на подстилающих породах и перехода в перекрывающие ее отложения. Полученные новые факты все больше склоняли нас к мысли о верхнем сармате, представленном в Копет-Даге в своеобразных фациях.

Обратимся прежде всего к изменениям в литологическом составе пород и к их палеонтологической характеристике. Существенные различия в литологическом составе пород собственно сармата и «надсарматской» свиты свидетельствуют о том, что какие-то изменения в палеогеографической обстановке произошли в отрезок времени, отвечающий переходу среднего сармата в «надсарматскую» свиту.

Из приведенных выше разрезов видно, что достоверный средний сармат, где он граничит с «надсарматской» свитой (это в западных районах: Кодж, Иланлы, Узек-Даг и др.), сложен или известняками или глинами с прослоями мергелей. Все эти породы окрашены в светлые тона — светло-серые, кремовые, голубоватые. «Надсарматская» свита в этих же разрезах представлена алевролитами, песками, песчаниками, глинами, реже и уже в более высоких горизонтах — гравелитами, конгломератами.

Там же, где породы, окрашенные в бурые, красные и желтые цвета, приходят в соприкосновение с отложениями среднего миоцена* (Сирим, Кулмач и др.), наблюдается разница в литологическом составе пород.

* Эту толщу уже нельзя назвать надсарматской свитой, если она согласно залегает на отложениях среднего миоцена.

Эта важная деталь говорит о том, что когда в районе восточных структур началось поступление в морской бассейн красноцветных осадков, к этому времени здесь еще не произошло заслуживающих внимания тектонических преобразований, каким-то образом сказавшихся на режиме бассейна в смысле его обмеления или опреснения, проявления трансгрессивной или регрессивной фаз. Можно думать, что в этой зоне моря произошло лишь перемещение области питания терригенным материалом, так как привнос красноцветных частиц не мог осуществиться из прежних областей сноса.

Близкая к описанной ситуации вырисовывается и в характере изменения фаунистических ассоциаций. В восточных районах никакой разницы между собственно миоценовым комплексом моллюсков и тем, что обнаружен в красноцветных породах, заметить нельзя. Нет никаких различий ни в видовом составе, ни во внешнем облике форм. Следовательно, в среднемиоценовое время бассейн здесь еще не претерпел каких-либо изменений ни в химизме вод, ни в их температурном режиме, ни в других параметрах.

По-иному выглядела палеогеографическая обстановка на западе. Здесь в конце формирования среднего сармата геотектонические движения проявили себя с большой интенсивностью. Локальные структуры, выведенные из-под воды, подверглись процессам денудации.

Иллюстрацией сказанному могут служить обнаруженные Л. Д. Ятченко (1969) в ряде мест Иланлинской синклинали гальки разного состава, лежащие в основании «надсарматской» свиты. Это указывает на следы размыва, а следовательно, на перерыв в нормальном осадкообразовании.

На существование здесь прибрежных морских фаций указывает пласт своеобразных конкреций в разрезе Кодж. Действительно, подобного рода образования не характерны для глубоководной зоны, скорее это мелководная, прибрежная зона, или зона прибоя (см. разрез и рис. 1).

Заметные различия намечаются в качественной оценке сарматского и надсарматского комплексов фауны. Сарматские моллюски, такие, как кардиниды, мактры, тапесы, донаксы и др., отличаются не только гигантскими размерами, но и массовым количеством особей вида, да и количеством самих видов.

Фауна же «надсарматской» свиты имеет явно угнетенный вид. Раковины все малой величины (исключая разрез Араздов), с незначительным разнообразием и, наконец, с преобладанием над другими, видов рода *Mastra*. Бесследно исчезли характерные для среднего сармата *M. fabreana*, редки стали трохиды, букцины и др. группы.

Итак, резкое качественное и количественное различие сарматской и «надсарматской» фаунистических ассоциаций, заметная смена литологического состава пород и перерывы в виде размывов в одних местах и явное обмеление бассейна в других являются показателями крупных изменений в физико-географической и биомической обстановке, свершившихся в конце среднесарматского времени в бассейне, занимавшем область Копет-Дага. Все эти преобразования свидетельствуют о конце одного и начале другого этапов геологического развития бассейна, они в данном случае могут служить рубежом между средним и верхним сарматом.

Как уже было отмечено, верхний сармат Копет-Дага является необычным и в фациальном и в фаунистическом облике, не отвечающем ни прежним традициям при обосновании верхнего сармата, ни укоренившимся взглядам по этому вопросу. Ведь принято считать, что богатая и разнообразная среднесарматская фауна к концу среднего сармата вымирает и в верхнесарматском бассейне продолжают обитать только

одни мактры типа *M. praecaspia*, *M. naviculata*, *M. caspia*, *M. bulgarica*. и некоторые др.

Исключительно важно и то обстоятельство, что установившиеся взгляды по обоснованию верхнего сармата зиждятся на огромном фактическом материале, т. е. обедненную фауну мактр, фиксируемую не только в разрезах Туркмении, но и в разрезах далеких от этой территории областей, можно сказать, подобная фауна указывается для всего юга СССР.

Правда, у В. П. Колесникова (1940) мы находим ссылку на то, что в мелководных прибрежных отложениях начала верхнесарматского века, кроме видов верхнесарматских мактр, встречаются и представители других родовых групп, в том числе среднесарматские виды. Он пишет: «Фауна мелководно-прибрежных отложений по сравнению с такими же фаунами предыдущих ниже- и среднесарматских веков отличается исключительной бедностью. Она состоит, главным образом, из мелких тонкостенных мактр (*Macra naviculata* Baily и *M. praecaspia* Koles.), к которым изредка примешиваются порой значительно измененные и обычно сильно измельчавшие остатки среднесарматской фауны (*Cardium fittoni* Orb., *Solen subfragilis* M. Högn., *Gibbula rollandiana* Orb. и др.)». В «надсарматской» свите многими исследователями помимо мактр называется ряд среднесарматских видов. Так, М. П. Сукачева в неопубликованном отчете приводит по Ахча-Дагу: *Modiola sarmatica* Gat., *Cardium* sp. Из разреза Иланлы ею указываются *Macra vitaliana* Orb., *Cardium* sp. (ex gr. *fittoni* Orb.), *C. sp.*, *Solen subfragilis* M. Högn., *Dopax* sp. indet., *Trochus* sp. (определения А. В. Данова).

По данным С. Д. Иванова и др. (1961), на Эзет-Даге в «надсармате» им удалось собрать *Cardium* cf. *bajarunasi* Koles., *C. ex gr. plicatum* Eichw., *C. cf. ustjurtense* Koles., *C. plicato-fittoni* Sinz., *C. cf. kishinense* Koles. и многие др. (определения А. Г. Эберзина).

Есть основание считать, что находки среднесарматских представителей фауны в отложениях верхнего сармата будут найдены и в других местах, а Копет-Даг окажется благоприятным началом новых представлений о вертикальном распространении сарматских моллюсков. Кстати сказать, на территории Кавказа неизвестными нам геологами подобные нашим находки в верхнем сармате уже сделаны*, но данные эти не получили признания и были преданы забвению.

Выражая надежду на благоприятный исход поисков более богатой фауны в верхнем сармате, мы не мистифицируем и не выдаем желаемое за действительное. Наши надежды основываются на известном положении о преемственности неогеновых фаун и об унаследованности неогеновых бассейнов. Унаследованность бассейнов должна была обеспечить непрерывность существования в той или иной мере благоприятной обстановки для постоянного обитания разных групп фауны, но в различных частях бассейна. В периоды крайне неблагоприятных условий обитания в целом по бассейну вымирали лишь наиболее специализированные виды, а остальная масса видов, в неизвестных еще участках моря, сохранялась.

Ведь в современном Черном, да и в Каспийском морях в разных их частях обитают совершенно разные по составу и по условиям обитания фауны. Так, район Анапы и другие места северо-восточного побережья заселяет фауна, в которой можно встретить почти все родовые группы миоценовых представителей, в то время как для района Одессы и азовской части бассейна характерен пресноводный комплекс моллюсков.

Вероятно, гипотеза внутреннего переживания фауны, так называемая гипотеза «азилей», выдвинутая Н. А. Андрусовым, наиболее

* Устное сообщение сотрудника ПИНа Сидоровой-Парамоновой.

жизненна по сравнению с гипотезой «миграции», предложенной им же. Действительно, миграция средиземноморской фауны через черноморскую акваторию в область Каспия представляется маловероятной, если иметь в виду, что азовская часть Черного моря из-за опресняющего воздействия тех же водных артерий, которые мы видим сейчас, пребывала опресненной зоной в течение всего неогена. Скорей всего миграция неогеновых фаун осуществлялась не с запада на восток, т. е. вдоль альпийской геосинклинальной области, а с юга на север в черноморской и в каспийской частях бассейна, а в каждой из них своим чередом. Кроме того, геотектоническое развитие этих двух областей протекало по-разному, поэтому вполне возможно несоответствие трансгрессивных и регрессивных фаз (особенно в крайних западных и восточных пунктах бассейна), и вместе с тем должно обнаружиться отсутствие строгой синхронности для отдельных стратиграфических подразделений неогена.

Последний вывод не имеет прямого отношения к «надсарматской» свите, но что касается гипотезы внутреннего переживания фауны, то в этом вопросе он объясняет.

Среднесарматская фауна полностью не могла вымереть, так как уже в эоцено-миоценовом периоде мы снова видим раковины кардинид, тапесов, трохусов, церитов и других форм, которых нет оснований считать мигрантами из соседнего бассейна. Гораздо больше данных, что они являются выходцами из глубоководных частей бассейна, вероятно, из тех частей, которые в настоящее время являются недоступными для непосредственного их изучения. Известно, что сарматский бассейн был изолированным от океана бассейном, а это исключает всякую возможность объяснения проникновения фауны извне.

В. П. Колесников развитие сарматской фауны представляет себе следующим образом: «В начале нижнесарматского века фауна глубин состояла из немногих мигрировавших сюда мелководных форм *Sindesmya*, *Cardium*, *Mastra* и др., из которых уже во второй половине того же века (S_1) начинают вырабатываться своеобразные сарматские формы, достигшие наибольшего расцвета в среднесарматское время. Одновременно фауна глубин продолжала обогащаться новыми пришельцами из мелководья, которые в свою очередь давали начало новым глубоководным формам» (Колесников, 1935, стр. 474).

В другом месте этой же работы, касаясь уже верхнего сармата Туркмении, В. П. Колесников недостаточно ясно представляет себе величину верхнесарматского бассейна. Мы у него читаем: «К концу среднего сармата вся эта область была покинута водами моря, и верхнесарматская эпоха ознаменовалась здесь наступлением континентального режима. Может быть, только лишь на севере Красноводского плато, если только подтвердятся, конечно, указания М. Ф. Двали о находке *Mastra* верхнесарматского облика, море занимало значительные площади» (1935, стр. 472).

Спустя три года В. Н. Огнев (1938) при непосредственном участии В. П. Колесникова пришел к более определенным выводам. Он пишет: «Среднесарматские слои Копет-Дага переходят в толщу кирпично-красных песчаников и конгломератов континентального облика. Только в разрезе хребта Илнал* в них имеются мелкие *Mastra*, сходные с верхнесарматскими, и близ Кизыл-Арвата в нижней части толщи встречаются *Mastra praecaspia* Koles., *M. naviculata* Baily, *M. cf. caspia* Eichw., указывающие по В. П. Колесникову на верхний сармат (1938, стр. 78).

Преемственность неогеновых фаун проявляется в наличии общих видов у предыдущих фаун. Н. И. Андрусов по этому поводу замечает:

* На новейших картах этот хребет называется Иланлы.

«Эти факты указывают на то, что во время фаунистических перерывов, соответствующих караганской и херсонской эпохам, фауны нижних и средних эпох цикла не окончательно исчезли из области, а где-то переживали. Это подтверждается и тем, что при возвратах фаун морского типа вместе с неизменившимися или мало изменившимися видами являются виды новые, но все же такие, которые можно отнести к формам предшествующей фауны» (1963, стр. 293).

Выводы

1. Вопреки прежней нашей убежденности в среднесарматском возрасте «надсарматской» свиты Копет-Дага, основывающейся на обнаружении «среднесарматских» видов моллюсков, в последние годы с получением новых и более основательных материалов мы вынуждены отказаться от прежних взглядов и считать верхним сарматом толщу красноцветных пород, лежащую с перерывом на среднем сармате (в Копет-Даге и на Красноводском полуострове) и содержащую наряду с верхнесарматской фауной и представителей «среднесарматских» видов моллюсков, перешедших из среднего сармата.

2. Установление здесь верхнего сармата диктуется следующими данными: а) различием в литологическом составе пород. «Надсарматская» свита по сравнению с достоверным средним сарматом сложена более грубым терригенным материалом, свидетельствующим об обмелении бассейна и о перемещении областей питания;

б) несоответствием палеонтологических характеристик. «Надсарматская» свита содержит обедненную фауну. Она характеризуется измельчением раковин, сокращением количества видов и особей вида. В целом фауна «надсармата» выглядит угнетенной и обедненной и качественно и количественно;

в) укоренившееся мнение о том, что верхний сармат всюду должен быть охарактеризован лишь фауной мактр, не может соответствовать действительности. Исходя из известных положений об унаследованности неогеновых бассейнов и о преемственности неогеновых фаун, трудно допустить, что ведущие среднесарматские группы вымерли всюду и без остатка.

Непрерывно должны были обособиться в морских бассейнах участки «азили», где сохранялись благоприятные условия, обеспечившие существование и развитие глубоководных видов фауны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н. И. Взаимоотношение эвксинского и Каспийского бассейнов в неогеновую эпоху. Избранные труды. Т. II, М., 1963.
2. Али-Заде А. А. О присутствии апшеронских отложений на Данате и М. Балхане. Известия АН ТССР, № 6, 1952.
3. Айнемер А. И. Континентальные средне-, верхнеплиоценовые отложения Северных Каракумов и Западных Кизылкумов. Автореферат дисс., 1968.
4. Данов А. В., Грешина-Мелешенко С. Т. Стратиграфия, фауны и нефтеносность акчагыльских отложений Туркмении. Фонды Института геологии, Ашхабад.
5. Иванов С. Д. и др. К расчленению и сопоставлению континентальных неогеновых отложений Туркмении. Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии. М., 1961.
6. Колесников В. П. Сарматские моллюски. Палеонтология СССР, т. X, часть 2, М., 1935.
7. Колесников В. П. Верхний миоцен, средний и верхний плиоцен Каспийской области. Стратиграфия СССР, М., 1940.
8. Мирзаханов М. К. Об отложениях бакинских и апшеронских ярусов Узек-Дага и Зирика. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн. и хим. геологических наук, № 4, 1962.
9. Никшич И. И. Копет-Даг. Геологические и гидрогеологические исследования в Полтарацком уезде Туркменской ССР в 1923 г., Л.—М., 1924.

10. Никшич И. И. От Кизыл-Арвата до ст. Арчман. Гидрогеологические исследования в Полтарацком уезде Туркменской республики в 1924 г. Материалы по гидрогеологии Средней Азии, вып. 4, Ташкент, 1926.

11. Никшич И. И. От ст. Казанджик до кол. Куляяр. Гидрогеологические исследования в западной части Копет-Дага в 1926 г. Труды ВТРО, вып. 247 Л.—М. 1933.

12. Огнев В. Н. От Ала-Дага до Сундзо. Гидрогеологические исследования в западной части Копет-Дага в 1926 г. Труды ВТРО, вып. 247, Л.—М., 1933.

13. Попов Г. И. О возрасте надсарматской континентальной свиты Западного Копет-Дага. Изв. АН ТССР. Серия физ.-техн., химических и геологических наук, № 4, 1963.

14. Попов Г. И. Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад, Изд. АН ТССР, 1961.

15. Ятченко Л. Д. О верхнем сармате Западного Копет-Дага. Изв. АН ТССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук, 1969.

Т. Р. РОЗЫЕВА, Т. М. ЛАПТЕВА

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ МИОЦЕНА И ПОГРАНИЧНЫХ С НИМ СЛОЕВ ОЛИГОЦЕНА ТУРКМЕНИИ

Миоцен занимает существенную часть в общем геологическом разрезе Туркмении, выходя на поверхность в Копетдаге, Красноводском полуострове, Северном Прикарабагазые, Туаркырской складчатой области, Узбое, Сарыкамыше, Айбугире и в Центральных Каракумах. В Северной, Восточной и Юго-Восточной Туркмении он вскрыт бурением. Отсутствует миоцен только в Кюрендаг-Малобалханской области и в сводовых частях Туаркырской и Большебалханской складок, которые, очевидно, наряду с Центральными областями Копетдага в миоценовое время служили областями сноса.

Все значительные исследования миоцена начиная с работ Н. И. Андрусова (1905, 1913, 1915) были сосредоточены в Западной половине республики, где он хорошо обнажен и богато охарактеризован фаунистически. В связи с этим стратиграфическая схема миоцена Юго-Западной, Центральной и Северо-Западной Туркмении была разработана достаточно подробно. Довольно слабо изученным оставался миоцен закрытых областей Северо-Восточной и Юго-Восточной Туркмении, где развиты мелководно-прибрежные и лагунные осадки миоцена, бедно охарактеризованные фаунистически.

Предложенные стратиграфические схемы миоцена Юго-Восточной Туркмении (Смирнов, Ибрагимов, 1962, 1965 и Тимофеев, 1969) отличались друг от друга и существенно отличались от схемы стратиграфии миоцена Северо-Восточной Туркмении, разработанной в основном, сотрудниками ВАГТ и ВНИИГАЗ.

Большие разногласия существовали об объеме нижнего миоцена и в связи с этим относительно границы миоцена и олигоцена. Не было единого мнения о возрасте и объеме казганчайской свиты юго-восточных областей, в которых верхнетортонские и сарматские отложения также приобретают красный цвет, лишаются фауны становятся похожими на казганчайскую свиту.

Выяснение указанных выше вопросов и создание единой схемы миоцена Туркмении требовало глубокого и всестороннего анализа и ревизии всех накопленных материалов по неогену закрытых областей Туркмении и прежде всего переработки палеонтологического материала, данных по литологии и структурно-тектонической характеристике, а также промыслово-геофизических показателей. Уточнение же объема нижнего миоцена требовало анализа существующих материалов пограничных слоев олигоцена и миоцена всей Туркмении. Выполненные исследования дали возможность под единым углом зрения произвести расчленение и корреляцию неогеновых, в том числе миоценовых отложений закрытых областей различных структурно-фациальных зон и сополо-

ставить их с миоценом Западной Туркмении, схемы стратиграфии которой, как уже отмечено, была разработана неплохо. Проведенные исследования позволили составить палеонтологически и литологически обоснованную единую схему стратиграфии миоцена Туркмении и выявить определенные закономерности в распределении его осадков и фауны (рис. 1).

Формации олигоцена и миоцена по истории осадконакопления можно разделить на: 1) позднеолигоцен—раннемиоценовую серию, которая началась небольшим опусканием, трансгрессией мелководного соленовского бассейна и завершилась постепенным поднятием и накоплением прибрежно-дельтовых и лагунных осадков гельветского яруса*. 2) тархан-караганскую серию, начавшуюся опусканием и небольшой трансгрессией полносоленого тарханского моря и завершившуюся накоплением мелководных и часто гипсоносных осадков заметно опресненного караганского бассейна; 3) конк-сарматскую серию, начавшуюся постепенным опусканием и трансгрессией картвельского, затем полносоленого сартаган-веселянского бассейнов конки и завершившуюся позднесарматской регрессией и, наконец, 4) мэотическо-пonti-ческую серию, связанную с небольшими опусканиями и трансгрессией мэотического и понтического бассейнов, перекрывавших крайние северо- и юго-западные районы Туркмении и завершившуюся среднеплиоценовой регрессией*. Выделенные серии часто разделены между собой региональными перерывами, наиболее четкими в областях относительных поднятий и менее ясные в прогибах, где шло непрерывное осадконакопление.

Формирование каждой серии начиналось общим опусканием, расширением морской трансгрессии и аккумуляцией морских осадков и заканчивалось постепенным поднятием, сокращением площади морских бассейнов и областей аккумуляции морских отложений.

Таким образом, характер и распределение осадков, расселение и развитие фауны миоценовых седиментационных бассейнов Туркмении тесно связаны с тектоническим развитием Запада Средней Азии в миоценовое время и этапами развития Эвксинно-Каспийского бассейна.

Нижний миоцен залегает в основном в тектонически опущенных зонах — прогибах и связан с поздним олигоценом постепенными переходами, представляя с ним единую серию. Накопление его происходило в последней стадии открытого бассейна, в котором еще была распространена полигаллиная фауна, близкая по родовому и отчасти видовому составу к фауне палеогена. В связи с этим весьма трудно проведение границ между нижним миоценом и олигоценом и этот вопрос еще является спорным.

В данной работе она проводится повсеместно по подошве слоев с *Rorosononion dendriticus* и *Cibicides ornatus* хорошо прослеживаемой в Северной, Северо-Восточной и Юго-Восточной Туркмении, а также в Гяурдаге и на Сев. Прикарабагазье.

Средне-верхнемиоценовая серия, имеющая вдвое больший объем, напротив, покрывает значительно большую территорию Туркмении и залегает трансгрессивно на всех подразделениях мела, палеогена и нижнего миоцена. В Западной и Центральной Туркмении тортон-сарматские отложения представлены в морской фации. В тарханских и частично в сартаган-веселянских слоях конки встречаются представители поли-

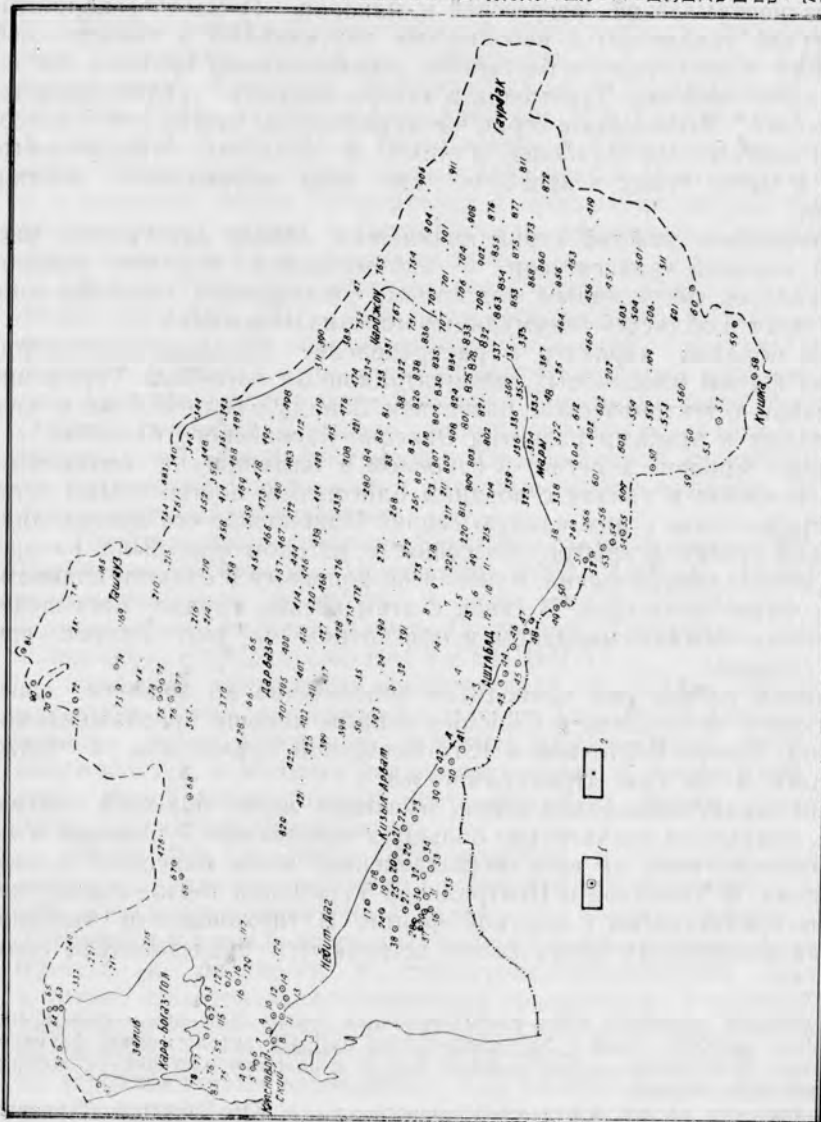
* Из позднего олигоцена здесь рассматриваются только соленовские слои и слои с *Sphaeroidina variabilis*. Слои с *Spiroplectammia carinata* литологически, фаунистически, а также по площади распространения близки к нижнему олигоцену, с которым они образуют единую серию.

* Возможность следов мэотической трансгрессии в Юго-Западной Туркмении допускается нами условно.

Рис. 1. Карта изученного и просмотренного фактического материала

Условные обозначения

- 1 — обозначение
 2 — скважина
 1 — Кызылбурун; 2 — Омчалы; 3 — Кызылкуп; 4 — обнажение восточнее Ашеорна; 5 — обнажение 3—4 км к западу от Каскырбулак; 6 — Каскырбулак; 7 — Янгаджа; 8 — Каратенгир; 9 — развед № 6; 10 — кол. Белек; 11 — обнажение к юго-востоку от кол. Белек; 12 — Борджаклы; 13 — развед № 9; 14 — Карайман; 15 — Демрлжен; 16 — Копоба; 17 — Узекдаг; 18 — Илалы; 19 — Элетдаг; 20 — Кызылбурун; 21 — Диоджи; 22 — Акдаг (Колж); 23 — Балабас; 24 — Каратез; 25 — Араздов; 26 — Кафидаг; 27 — Майкран; 28 — Календжа; 29 — Шоркуб; 30 — Акчалдаг; 31 — Калаус; 32 — Уяля; 33 — Большой Кулмач; 34 — Малый Кулмач; 35 — Сирим; 36 — Умгала; 37 — Яловач; 38 — Геюкоба; 39 — Акты; 40 — Актене; 41 — Келата; 42 — Куручай; 43 — Кельте-Чинар; 44 — Шоргаудан; 45 — Гендичешме; 46 — ушелье Ходжа; 47 — Барадурмаз; 48 — Зауч; 49 — Арабкала; 50 — Карнава; 51 — Шорджа; 52 — Ходжабулак; 53 — Меана; 54 — Зарми; 55 — Чаача; 56 — Ноурузабал; 57 — Ерояндуч; 58 — Кушка; 59 — Кашан; 60 — Ходжагуурлаб; 61 — Саргас; 62 — Бирбас; 63 — Чатала; 64 — Чагаласор; 65 — Касанпрек; 66 — Бенедзалькыр; 67 — Кумсебиен; 68 — Карашиор; 69 — Койматдаг; 70 — Ербурун; 71 — Чалбурун; 72 — Будентау; 73 — Тарымка; 74 — Тузгыр; 75 — Кангакыр; 76 — Эшекангыранкыр; 77 — Акдаг; 78 — Зенгибаба; 79 — Койкылан; 80 — Абугир; 81 — Курунбай; 82 — Пынгылы;



галинной фауны моллюсков, фораминифер и остракод, проникновение которых обязано кратковременным соединением Эвксино-Каспийского бассейна с Средиземноморским. К востоку морской тортон-сармат постепенно сменяется опресненной фацией, охарактеризованной резким уменьшением соленатоводных и увеличением эвригалинно-пресноводных элементов остракод. На северо-восточной окраине он замещается лагунными и в юго-восточном горном обрамлении — континентальными, аллювиально-пролювиальными накоплениями.

Мэотис в пределах Туркмении связан с трансгрессией моря, которая, судя по сохранившимся осадкам, охватила только северо-запад Карабогазского района. Вполне возможно присутствие его в Зап. Туркменской низменности.

ВЕРХИ СРЕДНЕГО ОЛИГОЦЕНА И ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН

Как уже отмечено, соленовские слои среднего олигоцена и верхний олигоцен литологически и фаунистически (остракоды, моллюски) весьма близки и образуют единую серию с нижним миоценом.

Выходы верхов среднего и верхнего олигоцена известны на Северном Прикарабагазые и Юго-Западном Копетдаге, где они входят в состав майкопской серии, а также в Гяурсадаге.

На Сев. Прикарабагазые к ним относятся верхи нижнего и средний майкоп, представленные в нижней части коричневатыми и темно-серыми глинами остракодовых пластов с *Ergenica cimlanica* Zhizh. мощностью 10—15 м, в верхней — голубовато-серыми глинами с чешуями рыб, с *Haplophragmoides kjurendagensis* Moroz. и *Spiroplectamina terekensis* Bogd., относящаяся к верхнему олигоцену. Мощность соленовского горизонта и верхнего олигоцена доходит до 100—180 м.

В Юго-Западном Копетдаге верхи среднего олигоцена также представлены остракодовыми пластами (соленовский горизонт) мощностью 13—24 м, залегающими здесь в основании майкопа. Верхний олигоцен слагает коричневатые и зеленовато-серые, листоватые глины среднего майкопа с многочисленными рыбными остатками. Л. Е. Невмирич (1969) выделяет в них (снизу вверх): подзону *Gaudryna tripartita* и *Trochammina florifera*, мощностью 40—60 м, зону *Cyclammina turosa* 35—70 м и подзону *Haplophragmoides kjurendagensis* мощностью 80—150 м.

В Северо-Восточной Туркмении (Дарьялык-Дауданский, Балкуинский прогибы и Заунгузская впадина) средний — верхний олигоцен и нижний миоцен входят в состав дарьялыкской свиты.

В Дарьялык-Дауданском прогибе соленовские слои представлены зеленовато-серыми глинами небольшой мощности, почти полностью лишенными фораминифер и содержащими характерные остракоды *Pterygocybhereis subsemireticularis* Ros., *Cytheropteron latum* Müller., *Pontocypris oligocenica* Zal. и другие сопутствующие виды, переходящие далее в верхний олигоцен.*

Верхний олигоцен представлен пепельно-серыми с зеленоватым оттенком глинами, выделенными В. А. Ивановой как слои с *Spiroplectamina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*. На нижнюю часть среднего олигоцена (слои с *Spiroplectamina carinata*) входящие тоже в состав дарьялыкской свиты соленовские слои залегают согласно.

В Заунгузской впадине и ее Балкуинском прогибе, где дарьялыкская свита начинается с остракодовых пластов, последний образует единую пачку с верхним олигоценом. Представлены они так же, как

* В связи с тем, что слои с *Spiroplectamina carinata* литологически и фаунистически, а также по площади распространения близки к нижнему олигоцену, с которым они образуют единую серию в предлагаемой работе, они не рассматриваются.

в Дарьялык-Дауданском прогибе, зеленовато- и пепельно-серыми слабо известковыми или неизвестковыми глинами в верхней части с розоватым оттенком. Остракодовые пласты содержат характерные виды *Pterygocytherbis subsemiretialaris* Ros.*, *Cytheropteron latum* Müller, *Brachycythere mediocrissa* Ros., а также сопутствующие виды далее переходящие в верхний олигоцен.

В верхнем олигоцене В. А. Ивановой и Л. Е. Невмирич обнаружены комплекс фораминифер, характерный для слоев с *Spiroplectamina terekensis* и *Sphaeroidina variabilis*. Залегают соленовские слои в Заунгузской впадине, по данным В. А. Ивановой, на размытой поверхности дауданской свиты нижнего олигоцена. Слои с *Sp. carinata*, залегающие в основании дарьялыкской свиты здесь, по ее данным, отсутствуют.

Мощность нижней (средне-верхнеолигоценовой) части дарьялыкской свиты в Дарьялык-Дауданском прогибе колеблется от 66 (скв. 126) до 107 м (скв. 140), в Балкуинском прогибе и Заунгузской впадине от 5 м (скв. 268) до 85 м (скв. 754).

В Юго-Восточной Туркмении к среднему-верхнему олигоцену относятся сероцветная пачка слабоизвестковистых и известковистых глин и алевролитов, распространенных на востоке Низменных Каракумов, в Мургабской впадине, Карабекаульском прогибе, а также на южных склонах Еландинской и Учаджинской возвышенностей. В Нижней части сероцветной пачки встречаются характерные для соленовских слоев моллюски: *Lentidium melitopolitanum* Nossov., *Cardium* (*Cerastoderma*) *serogosicum* Nossov., *Siliqua* sp. и остракоды: *Pterygocythereis subsemireticularis* Ros., *Cytheredea pernota* (Oertli), *C. praexplorata* Ros. in litt., *Cytheropteron latum* Müller, *Pontocypris oligocenica* Zal., *Clithrocytheridea honorusa* Ros., фораминиферы в них почти полностью отсутствуют или представлены единичными видами *Cibicides oligocenicus* и *Polymorphinidae*, которые широко распространены в верхнем олигоцене. Последняя также представлена серыми глинами и алевролитами, но часто с красно-бурым и розовым оттенками. Характеризуется верхний олигоцен смешанным (олигоцен-нижнемиоценовым) комплексом моллюсков *Corbula* sp., *C. ex gr. gibba* Ol., *Cardium helmersenii* Il. и фораминифер: *Cibicides oligocenicus* Sam., *Spiroplectamina terekensis* Bogd., *Uvigerinella californica* Cushm., *Sphaeroidina variabilis*, *Caucasina schischkinskaja* Sam., *Melonis dosularensis* Chal., по которым Л. Е. Невмирич (1969) выделяет здесь слои с *Sp. terekensis* и *Sp. variabilis*. Наряду с указанными здесь встречаются единичные *Porosonion dendriticus* и *Cibicides ornatus*, широко распространенные далее в нижнем миоцене. Среди остракод характерно присутствие *Brachycythere mediocrissa* Ros. и появление некоторых нижнемиоценовых форм. При отсутствии верхнеолигоценовой части разреза контакт между сероцветной пачкой (остракодовые пласты) среднего олигоцена и пестроцветной пачкой нижнего миоцена четкий как литологически, так и фаунистически. Наоборот, там где от размыва сохранился верхний олигоцен (слои с *Sp. terekensis* и *Sp. variabilis*) переход к нижнему миоцену весьма постепенный.

Вышеизложенные данные показывают, что соленовские слои в Туркмении имеют весьма широкое распространение, приурочиваясь на Сев-Прикарабагазе к кровле нижнего майкопа (выше слоев с *Sp. carinata*), в Юго-Западном Копетдаге, где майкоп начинается с верхов нижней подсвиты, образуя ее подошву. В Юго-Восточной Туркмении соленовские слои залегают в основании сероцветной пачки, в Северо-Восточной — в нижней части дарьялыкской свиты, выше слоев с *Sp. carinata*, которые также входят здесь в состав дарьялыка. Площадь распространения соленовских слоев и верхнего олигоцена ограничена тектониче-

* Этот вид является синонимом *P. retidonosa* Oertli.

ски наиболее опущенными зонами и почти полностью совпадает с площадью распространения нижнего миоцена, с которым они образуют единую толщу* (см. рис. 2).



Рис. 2. Карта распространения средне- и верхнеолигоценовых отложений Туркмении:

1 — Площадь распространения среднего и верхнего олигоцена.

НИЖНИЙ МИОЦЕН

Аквитанский и бурдигальский ярусы

В рабочей схеме олигоцен-нижнемиоценовых отложений в Северном Предкавказье, Азербайджане и Грузии к нижнему миоцену относятся отложения верхнего майкопа. В пределах Туркмении, по решению восьмого совещания палеогеновой комиссии МСК СССР (февраль, 1966), к нижнему миоцену относились пестроцветные осадки скв. 4 (Шах-Сенем), содержащие, по определению И. А. Коробкова, бурдигальскую фауну моллюсков: *Meretrix (Callista) italica*, *M. (Cardiopsis) gigas* Lk., *M. (Callista) cf. erycinoides* Lk., *Tapes (Calistotapes) vetulus* Bast., *Tellina planata* L., *Tellina* sp., *Isocardia* sp., *Lucina borealis* L., *Turritella turris* Bast., *T. pythagoraica* Hild. var. *radiae* Hiedez., *Cerithium* sp., и скв. 209 (Палванкуи), в которой Б. П. Жижченко были определены *Pectunculus* sp. cf. *deschayesi* Mayer, *Cyprina* sp., *Cardium* cf. *kubeckii* Mayer, *Thracia* sp.

Исследования последних лет, проведенные М. М. Судо (1966—1970), Г. М. Коровиной (1964), А. В. Ивановой (1966), Л. Е. Невмирич (1967, 1969), а также определения фораминифер майкопской свиты Сев. Прикарабагазья, выполненные А. К. Богдановичем, позволили установить нижнемиоценовый возраст верхнего майкопа Юго-Западного Копетдага, Сев. Прикарабагазья и верхов дарьялыкской свиты Северо-Восточной и пестроцветной пачки Юго-Восточной Туркмении. М. М. Судо (1967), Л. Е. Невмирич (1967), выделяют нижний миоцен также в Центральном и Гяурском Копетдаге.

На Сев. Прикарабагазье нижний миоцен (верхний майкоп) представлен зеленовато-бурыми глинами с прослоями алевролитов, содер-

* В Юго-Восточных и Низменных Каракумах верхний олигоцен (слои с *Sp. variabilis*) присутствует не везде.

жащих *Cibicides stavropolensis* Bogd. и *Nonion polymorphus* Bogd., мощностью не больше 30—35 м (Левин и др., 1962). Залегает он постепенно на верхнем олигоцене (среднем майкопе), перекрывается с глубоким размывом и несогласием чокракским горизонтом среднего миоцена.

В Юго-Западном Копетдаге отложения верхнего майкопа представлены, по данным М. М. Судо, Л. Е. Невмирич и А. П. Щавелевой (1967), в нижней части зеленовато-бурыми глинами с пластами темных, лишенных фаунистических остатков листоватых глин, в верхней — почти черными листоватыми глинами с единичными *Rzehakia socialis* Rz. и *Cardium cartlicum* David. Изучение фораминифер позволило Л. Е. Невмирич (1969) обнаружить в них редкие остатки песчаных фораминифер *Saccamina zigamakensis* и сопоставить верхний майкоп Юго-Западного Копетдага с зурамакентской свитой Северного Кавказа, как было ранее предложено О. С. Вяловым (1957). М. М. Судо (1970) указывает на присутствие размыва ниже верхнего майкопа. По Л. Д. Ятченко (1966), размыв и несогласие расположены несколько ниже пачки «Г» — О. С. Вялова, относимой М. М. Судо и Л. Е. Невмирич к верхнему олигоцену. Мощность верхнего майкопа (нижнего миоцена) в Юго-Западном Копетдаге, по данным М. М. Судо, колеблется от 13 м (г. Каплар) до 86 м (Календжа, Геок-Оба)*.

В Северной и Северо-Восточной Туркмении к нижнему миоцену относятся верхи дарьялыкской свиты, характеризующиеся присутствием стеногалинных моллюсков, состоящих, по определению Н. А. Фокина и М. М. Судо, из видов: *Cardium helmerseni* Hina, *Corbula helmerseni* Mich., *Mutilus aguitaniensis* Mauer, *Nucula kosnukensis* Liver. и выделяемые А. В. Дмитриевым и др. 1970 г. как слои с *Cardium helmerseni*. Сложены они в основном пестроцветными (серыми, розоватыми, голубоватыми, сиреневатыми) глинами, редко с прослоями и пластами таких же песков, песчаников и алевролитов. Мощность пачки от 13—17 м (скв. 121, 88) до 70—100 м (скв. 126, 347). Перекрываются они красно-бурой толщей, названной нами (Розьева Т. Р.) «сагаджинской» свитой.

По фораминиферам верхи дарьялыкской свиты выделены В. А. Ивановой как слои с *Porosonion dendridicus* и *Cibicides ornatus* и сопоставляются с ольгинской свитой Центрального Предкавказья. Комплекс составляют фораминиферы *Porosonion dendridicus* Chalil., *P. iratovcevi* Bogd., *Cibicides ornatus* Bogd., *P. martkobi* Bogd., *Elphidium onerosum* Bogd. и различные *Polymorphinidae*. Остракоды представлены в основном различными видами *Cytheridea* (*C. mülleriformis* Ros., *C. explorata* Ros., *C. limpidusa* Ros.), *Pontocythere* (*P. constantis* Ros., *P. nititolda* Mndltstm.), *Pterygocythereis solitarius* Ros., *Loxoconcha altusa* Ros., *L. tekunica* Ros., *Loxoconcha adjunctusa* Ros., *L. subadjuctusa* Ros., *Cytheretta tomskensis* Mndltstm., *C. andrusovi* Ros., *Trachyeberis crassa* Ros. и др. Обилие представителей *Cytheridea* позволяют назвать их слоями с *Cytheridea*. Площадь распространения нижнего миоцена в Северо-Восточной Туркмении почти совпадает с площадью развития средне-верхнеолигоценовых отложений, с которыми они образуют единую дарьялыкскую свиту. (рис. 3).

М. М. Судо (1970) к дарьялыкской свите присоединяет и вышележащую красно-бурю толщу и называет их шахсенемской свитой. Объем шахсенемской свиты рассматривается им от соленовского горизонта до красно-бурой толщи (аналог карагаудана Копетдага) включительно и по возрасту относится к олигоцену — нижнему миоцену.

* В автореферате (1970) М. М. Судо предлагает опустить нижнюю границу нижнего миоцена до подошвы соленовских слоев.

прогиба — в возвышенностях Бадхыза и Карабиля — отложения нижнего миоцена неизвестны.

Залегают отложения нижнего миоцена в Юго-Восточной Туркмении либо на глубоко размытой поверхности верхнего эоцена (центральная часть Предкопетдагского прогиба и Низменных Каракумов), либо на нижнем олигоцене (Центральный, Гяурский Копетдаг), либо на слегка размытой поверхности сероцветной пачки среднего-верхнего олигодена (восточная часть Низменных Каракумов и Предкопетдагского прогиба и север Юго-Восточных Каракумов). Перекрывается нижний миоцен согласно красно-бурой карагауданской свитой (Предкопетдагский, Карабекаульский прогибы и Мургабская владина) либо с глубоким размывом и видимым несогласием казганчайской свитой (возвышенные площади). Мощность колеблется от 10 м (скв. 808) до 90 м (скв. 908), уменьшаясь на поднятиях и увеличиваясь в прогибах.

Стратиграфическими аналогами нижнего миоцена в Гаурдаг-Керкинском районе является кизилчинская свита, в Зап. Узбекистане — верхняя подсвита сарбатырской свиты, содержащие остракоды, фораминиферы и моллюски, аналогичные описанному комплексу. М. М. Судо (1970) в Низменных и Юго-Восточных Каракумах объединил сероцветную (средний, верхний олигоцен) и пестроцветную (нижний миоцен) пачки с вышележащей карагауданской свитой и назвал «мургабской свитой».

Выходы бурдигальского яруса с фауной *Syrina gigantea* Benoist., *Cardiopsis gigas* Lam., *Meretrix* sp. (определения Л. И. Мелконян) обнаружены О. А. Кузьминой и др. (1970) в Северной Туркмении на возвышенности Тумлек-Кичиджик, где представлены пачкой (более 10 м) пестроцветных песков и глин. Подобная песчано-глинистая пачка без фауны отмечается ею и в основании возвышенности Тузгыр. Фаунистически охарактеризованные отложения бурдигальского яруса, известные в Шах-Сенеме (скв. 4) и в Палванкуи (скв. 209), литологически (пестроцветность пород), фаунистически (наличие стеногалинных форм) неплохо сопоставляются с верхами дарьялыкской свиты, также представлены пестроцветными породами и охарактеризованы стеногалинной фауной.

Комплекс фораминифер, встреченных из скв. 4 В. Т. Балахматовой непосредственно ниже пласта с бурдигальской фауной, почти тождественны фораминиферам верхов дарьялыкской свиты. Списки моллюсков скв. 4 и верхнего дарьялыка несколько отличаются. Несмотря на это, почти полное отсутствие стеногалинной фауны моллюсков и других групп в красноцветной свите, залегающей выше дарьялыка, названной нами сагаджинской, позволяет сопоставить бурдигал Шах-Сенема и Палванкуи с верхами дарьялыкской свиты.

Комплексы остракод пестроцветной пачки Юго-Восточной и верхов дарьялыка Северо-Восточной Туркмении, относимые к нижнему миоцену, генетически тесно связаны с остракодами соленовских слоев, от которых они произошли. Связь эта особенно отчетлива, когда в разрезе присутствует верхний олигоцен, содержащий переходный комплекс остракод, состоящий из единичных среднеолигоценовых (соленовских) и в достаточном количестве нижнемиоценовых видов.

В соленовское время вследствие наступившего мелководья происходит развитие бентонных остракод из родов *Clithrocytheridea*, *Cytheridea*, *Trachyleberis*, *Cytheropteron*, *Krithe* и местами, *Pontocypris*. В дальнейшем, постепенно уменьшаясь в родовом составе и изменяясь в видовом отношении, они образуют ассоциацию верхнего олигодена (слон с *Sp. terekensis* и *Sp. variabilis*). Последующее уменьшение разнообразия родов и увеличение количества видов отдельных родов привело к образованию сравнительно однообразного комплекса нижнего миоце-

на, состоящего в основном из представителей рода *Cytheridea*, большинство которых были выделены нами как новые (Т. Р. Розьева, 1962). Местами наряду с *Cytheridea* наблюдается сильное увеличение представителей рода *Loxosoncha* (Дарьялык-Дауданский район). Кроме *Cytheridea* и *Loxosoncha*, в отложениях нижнего миоцена встречаются немногочисленные виды родов *Trachyleberis*, *Pterygocythereis*, *Cytheretta* и *Pontocythere*.

Гельветский ярус

Онкофоровые слои

Развиты в Юго-Западном Копетдаге (М. Кулмач, Календжа, Акчадаг) и в Юго-Восточных чинках Устюрта (Айбугир). В Юго-Западном Копетдаге представлены зеленовато-серыми глинами с минерализованными остатками растений (М. Кулмач) или полуметровым пластом серого с рыжевато-бурыми пятнами песчанистой глины (Акча-Даг, Календжа) с *Rzehakia socialis* Rz., *Cardium cartlicum* David. Залегают они здесь на черной пачке верхнего майкопа, в верхах которой Л. Д. Ятченко (1966) и М. М. Судо (1970) также обнаружили единичные *Rz. socialis* Rz., а Л. Е. Невмирич (1969) редкие раковинки *Saccamina zuramensis*.

По всей вероятности, верхний майкоп и онкофоровые слои Юго-Западного Копетдага действительно сопоставляются с зурамакентской свитой Восточного Предкавказья и Апшеронского п-ва, сакараульскими и коцахурскими слоями Западной Грузии и имеют в нижней части бурдигальский, в верхней гельветский возраст, как это допускается М. М. Судо (1967).

Перекрываются онкофоровые слои в Юго-Западном Копетдаге тарханским (Календжа, Акча-Даг) или чокракским (М. Кулмач) горизонтами.

На Юго-Восточном Устюрте (кол. Курунбай) онкофоровые слои (Эберзин, 1960) представлены рыжевато- и желтовато-бурыми кварцевыми песками, в основании с мелкой кварцевой галькой и обломками изверженных пород. Как в песках, так и в глинах встречены окатанные сидериты, обуглившиеся остатки деревьев и ядра пеллеципод. В песках отмечается наличие остатков наземных позвоночных, среди которых В. И. Громовой определена молодая особь *Mastodont* sp. Залегают онкофоровые слои на песчаной пачке, условно отнесенной А. Г. Эберзиным к нижнему миоцену. Б. З. Урецким обнаружен в них *S. cartlicum* David., позволивший отнести их к гельветскому ярусу (Кузьмина и др., 1970).

К гельвету, очевидно, относится и пачка бурых, серых глинистых алевролитов (суглинков), выделенная А. Г. Эберзиным (1960) в Коймат-Даге и Челюнкыре, залегающая на мелу и трансгрессивно перекрывающаяся нижним сарматом. Возраст пачки А. Г. Эберзин считал не древнее олигоцена и не моложе нижнего миоцена, но другие исследователи сопоставляют ее с гельветом Айбугира.

В последние годы М. М. Судо, Т. М. Лаптевой и А. П. Щавелевой (1967) онкофоровые слои установлены в кровле кварцевых песков актепинской свиты, Арчманской гряды. По данным М. М. Судо (1970), здесь присутствуют *Rzehakia* ex gr. *socialis* Rzehak., *Siligua* sp., *Cardium* ex gr. *cartlicum* David., *S. gr. gracalense* Klav., *Melanopsis* (?) sp. — виды, характерные для коцахурского горизонта Грузии. В западной части Арчманской гряды они представлены толщей бурых, серых, темно-серых, почти черных, листоватых оскольчатых глин и алевролитов в кровле с прослойкой (0.05 м) желтовато-бурого песчаника и залегают с глубо-

ким размывом на верхнем эоцене. На востоке Арчманской гряды, по данным М. М. Судо (1970), эта пачка становится более песчаной.

К коцахурскому горизонту Л. Д. Ятченко и М. М. Судо предлагают отнести и небольшую пачку (0,5—7,5 м) зеленых глин, сохранившихся от размыва на отдельных площадях Юго-Западного Копетдага (Калаус, Яловач, Иланлы, Эзет-Даг). Литологически и фаунистически (фораминиферы, остракоды) эти глины не отличаются от тарханского горизонта, что позволяет нам оставить их в составе последнего.

Аналоги гельветского яруса (нижняя часть карагауданской свиты)

К аналогам гельвета условно относится нами нижняя часть карагауданской свиты Низменных и Юго-Восточных Каракумов, литологически и фаунистически тесно связанная с нижележащей пестроцветной пачкой нижнего миоцена. Эти низы охарактеризованы смешанным комплексом микрофауны (морские и пресноводные формы) и оогонии харовых водорослей. Морские формы (единичные *Pogononion* и *Cytheridea*) перешли сюда из нижнего миоцена. В западной части Низменных Каракумов и Предкопетдагском прогибе (Гядынская, Кырккуинская площади) ниже описываемой переходной пачки карагауданской свиты со смешанной фауной залегает небольшая пачка светло-серых песчаников актепинской свиты, тесно связанной с вышележащей карагауданской и нижележащей пестроцветной пачкой нижнего миоцена. Еще западнее (Бахардокская и Казинская площади) на южном склоне платформы мощность карагауданской свиты резко сокращается и во многих скважинах она полностью отсутствует. Лишь в скв. 397, ниже фаунистически охарактеризованного караганского горизонта, выделяется небольшая нижняя пачка карагауданской свиты, содержащая единичные фораминиферы *Cribronion* sp., *Streblus beccarii* Linne, *Florilus boeapans* Orb., также относимая нами к гельветскому ярусу. Залегает она здесь на белых кварцевых песках актепинской свиты.

В Юго-Восточной Туркмении карагауданскую свиту М. М. Судо (1970) объединяет с подстилающей пестроцветной пачкой нижнего миоцена, содержащей богатый комплекс стеногалинных моллюсков, остракод и фораминифер. Обоснованием этому служило нахождение единичных *Cardium* sp., и *Cardiopsis* sp. в скв. 47, (гл. 297) и единичных морских остракод из рода *Cytheridea* (*C. danovi* Ros., *C. kamillae* Ros.) из подошвы карагауданской свиты Низменных Каракумов (скв. 803, выше гл. 338 м), а также редких *Nonion*, *Cibicides* и *Polymorphinidae* из карагаудана скв. 854 (гл. 461.5 м).

Проведенный анализ материалов показал, что в скв. 854 карагауданская свита содержит только характерные для этой толщи пресноводные остракоды. Стеногалинные фораминиферы и остракоды здесь отсутствуют. В скв. 803 указанные *Cytheridea* встречены только в подошве карагауданской свиты, где еще часто присутствуют единичные стеногалинные элементы, перешедшие из нижнего миоцена. Что касается скв. 47, то наличие здесь серых пластов, не характерных для карагауданской свиты, и приведенные М. М. Судо моллюски, по-видимому, указывают на принадлежность интервала 287—351.5 к верхам пестроцветной пачки или, возможно, к самым низам карагауданской свиты, где еще, как уже отмечено, иногда встречаются редкие пласты серых алевролитов, глин и единичные стеногалинные формы*.

* Основная же часть карагауданской свиты Юго-Восточных и Низменных Каракумов полностью лишена морской фауны и характеризуется, как и в Центральном Копетдаге, своеобразными крупными эвригалинно-пресноводными остракодами, характерными только для этой толщи.

В Северо-Восточной Туркмении (Дарьялык-Дауданский, Куня-Ургенчский и Балкуинский прогибы) к аналогам гельветского яруса также относится нами нижняя часть монотонной красно-бурой толщи по литологии, каротажу и микрофауне, тождественная карагауданской свите Юго-Восточной Туркмении и названной нами сагаджинской свитой. Наиболее полные разрешения вскрыты в центре Балкуинского прогиба в районе кол. Сагаджа. Геологами «Союзбургаза» эта почти немая, красно-бурая толща сопоставлялась с бурдигалом Шах-Сенема и Палванкуи, охарактеризованная стеногалинной фауной моллюсков, и целиком была отнесена к бурдигалу.

Кроме скв. 4 и 209 моллюски из якобы сагаджинской свиты известны из скважин 352, 341. Фауна скв. 4 и 209 приведена выше, при описании нижнего миоцена. Из скв. 352 (инт. 382—427) и скв. 341 (инт. 276.5—277.75) приводятся *Balanus amphitrite* Darw., *B. amphitrite communis* Darw., *B. amphitrite cirvatus* Darw., *Pitar* cf. *italica* Defr., *P. cf. islandicoides* Lnk. и здесь же (гл. 276) фораминиферы *Nonion polymorphus* Bogd. В обеих скважинах они приурочены к пестроцветным осадкам (чередование красновато-коричневых и серых пластов глин и алевролитов), что не характерно для сагаджинской свиты, кроме самой ее подошвы, где еще сохраняются редкие прослойки и пласты серых пород и единичная стеногалинная фауна, перешедшая из нижнего миоцена. Поэтому и в этих скважинах, так же как и в скв. 4 и 209, отложения с указанной морской фауной сопоставляются нами с верхами дарьялыкской свиты, к которой они близки литологически и фаунистически.

Известные из сагаджинской свиты редкие морские остракоды (*Cytheridea*) и фораминиферы (*Porosonion*) приурочены только к низам толщи, относимые нами к гельветскому ярусу. По литологии и фауне эти низы занимают переходное положение между пестроцветными отложениями нижнего миоцена дарьялыкской свиты и залегающей выше монотонно красно-бурой толщей сагаджинской свиты.

Тортонский ярус

В пределах Туркмении тортонский ярус представлен тарханским, чокракским, караганским и конкским горизонтами.

Тарханский горизонт

Установлен Н. И. Андрусовым (1886) на Азовском побережье Керченского п-ва, в мысе Тархан, под названием «слои с *Pseudoamussium*», которые в дальнейшем (1988) были названы им тарханским горизонтом.

В Туркмении к тарханскому горизонту Б. П. Жижченко (1940) была отнесена 20-метровая глинистая пачка с редкими *Pseudoamussium*, выделенная Двали (1932) в северной части Красноводского п-ва. В настоящее время эти глины Судо (1970) сопоставляются со свитой зеленых глин и алевролитов Южного Прикарабагазья и относятся к нижнему олигоцену. Н. Г. Лупповым (1946) к тарханскому горизонту был отнесен небольшой пласт устричника с *Ostrea gryphoides* Shloth., залегающий в основании миоцена южной части Красноводского полуострова. Кроме устриц, в пласте рыхлого конгломерата Н. П. Луппов указал остатки рыб, членики морских лилий и раковины других моллюсков. Залегают устричники на различных горизонтах мела и палео-

* Если допустить их гельветский возраст, считая, что они приурочены к подошве красно-бурой сагаджинской свиты, то трудно объяснить развитие в этих более восточных районах стеногалинной фауны, тогда как гельвет Западной Туркмении охарактеризован часто онкофорами.

гена. Нами в районе ст. Кара-Тенгир, в пласте буровато-серого песчаника, залегающего выше указанного устричника, были обнаружены фораминиферы и остракоды тархан-чокракского облика. К тархану, очевидно, относятся и устричники Тузгыра, представленные серовато-желтыми и зеленовато-серыми алевролитами с *Ostrea gryphoides* Schloth., мощностью 1,5—2 м и устричники Бегендзалы-Кыра, с серыми кварцево-карбонатными песчаниками мощностью 5 м. Верхняя часть устричника Бегендзалы-Кыра, сложенная раковинно-детритусовым известняком, Р. Л. Мерклиным (1959) была отнесена к тархану, нижняя — (песчаник с устрицами) — к гельветскому ярусу.

Более типичные осадки тарханского горизонта развиты в Юго-Западном Копетдаге (Геок-Оба, Акчадаг, Календжа), где они состоят из зеленовато-серых известковистых глин с прослойками песчаников, залегающих на онкофоровых слоях гельветского яруса или с разрывом — на черной пачке верхнего майкопа. В нижней части отложения содержат богатую тарханскую фауну: *Pseudoamussium denudatum* Reuss, *Abra alba* Wood., *Apporhais pes-pellicani* Linne *Natica pelicina* Bross., *Nassa* cf. *tamanensis* David., *N.* cf. *rusticorum* Dav., идентичную с фауной терских слоев Сев. Предкавказья. Верхняя, большая по мощности, часть тархана Юго-Западного Копетдага содержит многочисленные птероподы *Spirialis* sp. и характерные для аргунских слоев остракоды и фораминиферы: *Uvigeriana* aff. *gracilissima* Pobed., *Bulimina* aff. *elongata* Orb., *Bolivina tarchanensis* Subb. et Chutz., *Florilus boueanus* Orb., *Loxocochla carinata* Lnk., *L. carinata* Lnk. var. *alata* Schn., *Cytheridea mülleri* (Münster), единичные личинки *Trachyleberis dromas* Schn., *Leptocythere* sp. Эта часть была названа нами слоями с *Spirialis* (Розьева, 1962). Комплекс микрофауны, встреченный в южной части Красноводского п-ва (у ст. Карагенгир), выше пласта устричника, идентичен этому комплексу. Подобная ассоциация остракод и фораминифер обнаружена нами (Розьева и др., 1967) и у подошвы миоцена одного из разрезов южного чинка Челюнг-Кыра (Блгынлы).

Аналоги тарханского горизонта (Средняя часть карагауданской и сагаджинской свит)

На востоке Низменных и на севере Юго-Восточных Каракумов к тархану условно относится нами средняя часть карагауданской свиты, содержащая солоноватоводно-пресноводные остракоды из родов: *Kassinina*, *Mediocypris*, *Eucypris*, *Limnocythere* и оогонии хар. Основанием служило наличие в низах карагауданской свиты Центрального Копетдага (Актепе, Куручай) тарханских устриц *Ostrea gryphoides* Schloth. (Судо, Крымус, 1966).

В Дарьялык-Дауданском и Балкуинском прогибах к аналогам тарханского горизонта относится средняя часть красно-бурой сагаджинской свиты, содержащая также солоноватоводно-пресноводные остракоды из *Kassinina*, *Mediocypris*, *Eucypris*, *Limnocythere*, хорошо сопоставляемая со средней частью карагауданской свиты Низменных и Юго-Восточных Каракумов и низами карагаудана Центрального Копетдага.

Аналогом сагаджинской свиты в Западном Узбекистане является агитминская свита Кызыл-Кумов (Грамм, 1958, 1959) и сулусайская свита юго-западных отрогов Гиссара, выделенная Б. А. Пинхасовым и др. (1969). Литологически и фаунистически эти толщи сопоставляются с карагауданской свитой Центрального Копетдага и Юго-Восточной Туркмении.

Характерными признаками указанных свит являются монотонная красно-бурая и кирпично-красная окраска пород, редкость, местами полное отсутствие в них серых пластов и стеногалинной фауны мол-

люсков, фораминифер и остракод (кроме их нижней части, занимающей по литологии и фауне переходное положение), наличие в них многочисленных включений гипса, присутствие крупных солоноватоводно-пресноводных остракод из названных выше родов: *Kassinina*, *Mediocypris*, *Eucypris*, а также характерного вида *Limnocythere depressa* Schn. и единичных оогонии хар.* (рис. 4).



Рис. 4. Карта распространения коцахурского и тарханского горизонтов в Туркмении и их возрастных аналогов.

1. Коцахурский горизонт. 2. Тарханский горизонт. 3. Карагауданская свита (нижняя и средняя части). 4. — Сагаджинская свита (нижняя и средняя части).
5. Площадь предполагаемого распространения карагауданской свиты.

Чокракский горизонт

Установлен Н. И. Андрусовым (1884) на Керченском п-ве и назван по озеру Чокрак в Крыму. В Туркмении он также был выделен Н. И. Андрусовым (1913) в Юго-Западном Копетдаге (Иланлы, Узек-Даг). Последующими исследователями установлено широкое развитие его в Западном Копетдаге, на Красноводском п-ве, в Прикарабагазье. Туаркырском районе, Сарыкамыше, Узбое и Айбугире. Крайние северо-восточные выходы чокракского горизонта описаны в Айбугире и Акча-Кае, юго-восточные — в Арчманской гряде и в Сириме.

Во всех отмеченных областях чокракский горизонт представлен в морской фауне и содержит богатый и характерный комплекс моллюсков, состоящий из *Chlamys pertinax* Zhizh., *Leda fragilis* Chemn., *Cardium hispidiforma* David., *C. impar* Zhizh., *Anadara (Arca) turonica* Duj., *Paphia (Tapes) taurica* Andrus., *Donax tarchanensis* Andrus., *Macra bajarunasi* Kol., *Macoma sokolovi* Golub., *Meretrix rubia* Poli var. *taurica* Andr., *Bittium digitatum* Zhizh., *Sandbergeria* sp. и *intermedia* Andr.

* В составе карагауданской свиты Центрального Копетдага совершенно отсутствуют стеногалинные остракоды, характерные для низов карагаудана Юго-Восточных Каракумов, что, очевидно, объясняется замещением этих низов здесь частично кварцевыми песками актепийских слоев.

Только в Айбугире развиты прибрежно-дельтовые осадки чокрака.

Микрофауна чокракского горизонта представлена остракодами *Trachyleberis dromas* Schn., *Leptocythere distincta* Schn. и фораминиферами *Florilus boueanus* Orb., *F. boueanus* var. *parvus* Bogd. и *Streblus bessarii* Linne. Наибольшая мощность чокракского горизонта приурочена к Иланлы-Карагезской зоне (27—42 м) Юго-Западного Копетдага, к району Геок-Оба и далее на запад — к Аладаг-Мессерианской зоне, в которой она доходит до 100 и более метров. По микрофауне морской чокрак выделяется в западной части Предкопетдагского прогиба (Изгант, скв. 2, интер. 1252—1257 и Кель-Ата, скв. 4, интер. 669—678), где он содержит *Trachyleberis dromas* Schn. и *Florilus boueanus* Orb. Как в Кель-Ата, так и в Изганте (скв. 4 и 2) взаимоотношения морского чокрака и карагауданской свиты не удается выяснить. В келатинской скважине (№ 4) ниже морского чокрака из-за тектонических нарушений снова повторяется морской сармат, в Изганте (скв. 2) указанный интервал (1252—1257) соответствует кровле карагауданской свиты. Породы (серый песчаник) и микрофауна чокрака обеих скважин имеют морской облик, чуждый лагунной карагауданской свите, что позволяет допустить в Предкопетдагском прогибе залегание морского чокрака выше карагауданской свиты или переплетение ее с верхами последней.

Аналоги чокракского горизонта (верхняя часть карагауданской и сагаджинской свит)

В Северо- и Юго-Восточной Туркмении к чокракскому горизонту условно относится нами верхняя часть сагаджинской и карагауданской свит, развитых, как уже отмечено, в тектонически наиболее погруженных районах (Балкуинский, Дарьялык-Дауданский, Предкопетдагский, Карабекаульский прогибы и Мургабская впадина).

Обоснованием этому послужило наличие в верхах сагаджинской



Рис. 5. Карта распространения Чокракского горизонта и его возрастных аналогов

1. Морские, фаунистически охарактеризованные чокракские отложения. 2. Верхи сагаджинской свиты. 3. Верхи карагауданской свиты. 4. Предполагаемая площадь распространения верхов карагауданской свиты.

свиты Балкуинского прогиба (скв. 478, интер. 312.3—321.1 м) характерного чокракского вида остракод *Trachyleberis dromas* Schn. (Т. Р. Позьева, 1970), а также присутствие *Mediocypris brodi* Schn. и *Limnocythede depressa* Schn., также известных их прибрежных отложений чокракского горизонта. Мощность аналогов чокракского горизонта колеблется в Дарьялык-Дауданском прогибе от 4 до 20 м, в Балкуинском от 10 (скв. 340) до 25 м (скв. 680), в северной части Юго-Восточных и на востоке Низменных Каракумов от 17 (скв. 211) до 35 м (скв. 305). На некоторых площадях чокракская часть карагауданской и сагаджинской свит уничтожена предкараганским размывом (рис. 5).

Караганский горизонт *(spaniodontelloвые сл.)*

Был установлен Н. И. Андрусовым (1886) на Керченском п-ве под названием «spaniodontелловые слои» между отложениями чокракского горизонта и сарматского яруса. В 1910 г. Н. И. Андрусов выяснил правильное их стратиграфическое положение, указав его между чокракским и конкским горизонтами и по мысу Тюбкараган на Мангышлаке, назвал эти слои караганским горизонтом (Андрусов, 1917). В Туркмении караган был выделен Н. И. Андрусовым в Юго-Западном Копетдаге (Ак-Даг, Узекдаг, Иланлы). Последующими исследователями установлено развитие их в Юго-Западном Копетдаге, Красноводском п-ве, Сев. Прикарабогазе, Туаркырской складчатой зоне, Сарыкамыше, Верхне-Узбойском коридоре, Акчакае и в останцевых возвышенностях к востоку от Сарыкамыша. Крайние северо-восточные выходы их описаны в Айбугире, юго-восточные в Келятинской гряде и южные — на Сириме. В Западной Туркмении караганский горизонт повсюду характеризуется мелководно-морскими и лагунными осадками с однообразной фауной моллюсков *Spaniodontella pulchella* Andr., *Sp. tapesoides* Andr., *Mohrensternia grandis* Andr., *M. barboti* Andr., и остракод *Loxosoncha markovae* Schn., *L. lata* Vorosch. Фораминиферы в караганском горизонте почти полностью отсутствуют. Наибольшие мощности карагана приурочены к Иланлы-Карагезской зоне (47—53 м) Юго-Западного Копетдага и Геок-Оба — Мессерианской зоне, в которых она достигает 90 и более метров.

Конкский горизонт *2) конк. - сартаган - веселянские сл.* *1) конк. - армянские и грузинские сл.*

Впервые выделен Н. А. Соколовым (1899) на реке Конке, притоке Днепра, и назван затем Г. Михайловским конкским горизонтом (1909). Впоследствии в него вошли картвельские слои, установленные Л. Ш. Давиташвили (1930) в Грузии (район Картвело), и сартаганские слои, выделенные Р. Л. Мерклиным (1953) в Мангышлаке (ур. Сартаган). Конкский горизонт Н. А. Соколова (1889) был назван Р. Л. Мерклиным (1953, 1954) веселянскими слоями, по селению Веселянка на реке Конка, где находится стратотипический разрез последних. Таким образом, в составе конкского горизонта стали выделять фоладовые, сартаганские и веселянские слои.

В Туркмении конкский горизонт был выделен Н. И. Андрусовым (1913) в Зап. Копетдаге в разрезах Иланлы, Узек-Дага. Последующими исследователями он установлен в Центральном Копетдаге, на Красноводском п-ве, Сев. Прикарабогазе, Туаркырском складчатом районе, Сарыкамыше, Узбое, Акча-Кае, Айбугире и в останцевых возвышенностях к востоку от Сарыкамышской котловины. Крайние северо-восточные выходы их известны в Тузгыре, юго-восточные — в Келятинской гряде, южные — на горе Сирим. Литологически конкские отложения в Западном и Центральном Копетдаге сложены светло-серыми с голубоватым

оттенком глинами, алевролитами и песчаниками с пластами и прослойками светло-серых мергелей и известняков. Наибольшие мощности их (63—80 м) встречаются в Иланлы-Карагезской зоне. В платформенных областях конкские отложения становятся более гипсоносными, сложены известняками, мергелями с пластами и прослойками глин и алевролитов, мощность от 4—10 м до 25—36 м. По фауне моллюсков конкский горизонт Туркмении делится на картвельские, сартаганские и веселянские слои. Картвельские слои характеризуются наличием однообразной фауны *Pholas* (*Barnea*) *ustjurtensis* Sinz., *B. pseudoustjurtensis* Bogd., *B. kubanica* Zhizh. В сартаганских слоях присутствуют стеногалинные моллюски *Chlamys malvinae* (Dub.), *Chl. sartaganicus* (Andr.), *Anomia ehippium* (Lask.), *Aloides gibba* (Ol.), *Phacoides* sp., *Gari* aff. *laborder* Bast., *Turritella atamanica* Bogd., *Tellina planata* L. и др. Для веселянских слоев характерна смешанная (стеногалинно-солоноватоводная) фауна, состоящая из видов *Turritella atamanica* Bogd., *Pharia vitaliana* Orb., *Cardium ruthenicum* Hilb., *Mastra basteroti* konkensis Sok., *Chlamys malvinae* Dub., *Abra reflexa* Eichw., *Mastra eichwaldi* Lask., *Ervilia* sp., *Barnea* sp. и др. В подошве конкского горизонта выделяется небольшой пласт с *Ervilia pussilla trigonula* Sok., хорошо прослеживаемый по простиранью. По комплексу микрофауны отложения конкского горизонта Туркмении четко делятся на две части: Нижняя охватывает эрвилиевые и фоладовые (картвельские) слои и характеризуется присутствием остракод из родов *Paracytherois* (*P. gracilis* Schn.) и *Mediocytherideis* (*M. inflata* Schn.), причем последний вид связан с прибрежными фациями конки.

2. Верхняя, большая по мощности, часть конкского горизонта охватывает сартаган-веселянские слои со смешанной (стеногалинные и сарматские элементы) микрофауной. Из стеногалинных фораминифер здесь присутствуют *Rotalia conquisita* Kraschen., *Cibicides konkensis* Kraschen., *Bolivina dilatata* Reuss., *Bulimina elongata* Orb., *Virgulina schreibersiana* Czjzek., *Uvigerina gracilissima* Pobed., из остракод *Cytheridea mulleri* (Münster), *Loxocncha cornuta* Schn., отсутствовавшие в чокрак-караганских и нижней части конкских отложений Туркмении. Из сарматских элементов в сартаган-веселянских слоях появляются фораминиферы *Porosonion markobi* Bogd., *P. granosus* (Orb.), *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *E. aff. farsiensis* Kraschen., *E. aff. incertus* (Whill.) и остракоды *Trachyleberis levis* Schn., *Tr. kolesnikovi* Schn., *Leptocythere parvula* Schn., *L. zeivensis* Vorosh., *Xestoleberis lutrae* Schn., и др. Одновременно в сартаган-веселянских слоях еще сохраняются единичные представители картвельских *Paracytherois gracilis* Schn., не переходящих далее в сармат и доказывающих принадлежность сартаган-веселянских слоев к конкскому горизонту. Крайним восточным районом развития караган-конкских отложений с морской фауной являются Келятинская гряда и Предкопетдагский прогиб, а также прилегающая к ней часть Низменных Каракумов (Бахардокская и Кырккуинская площади) и запад Центральных Каракумов (Модарская и Сернозаводская площади). К северу от чинков Унгуза фаунистически охарактеризованные отложения конки прослеживаются почти до кол. Беурдешик. Крайние северо-восточные выходы его известны из Тузгьра.

Нерасчлененные караган-конкские отложения

К востоку от Кырккуи-Беурдешик-Тузгырской линии караган-конкские осадки почти лишены морской фауны, кроме эвригалинного вида остракод *Cyprideis littoralis* Brady, что затрудняло выделение их в этих областях. На северо-востоке (Заунгузская впадина, Балкуинский прогиб) они часто описывались вместе с сарматским ярусом под названием

«тортон-сармат». В Низменных Каракумах караган-конк ошибочно был отнесен исследователями к низам казганчайской свиты.

Обоснованием караган-конкского возраста нижней части казганчайской свиты служило литологическое и электрокаротажное сопоставление ее с фаунистически охарактеризованными отложениями тортонского яруса Бахардокской и Кырккунинской площадей.

Нижняя подсвита казганчайской свиты сложена (Гядынская и Тедженская площади) грубозернистыми песчаниками, в подошве с небольшой (около 5 м) пачкой гравелитов, сопоставляемой с подобной гравийно-конгломератовой пачкой, залегающей в основании караган-конка Центрального и Гяурского Копетдага.

В Мургабской впадине и Обручевском прогибе к нерасчлененным караган-конкским горизонтам также относятся нами нижняя пачка казганчайской свиты, выделенная А. А. Николаевым (1963) как подсвита «А» и представленная пестроцветными глинами, песчаниками и алевролитами с гравелитовым песчаником в основании. Она хорошо сопоставляется по литологии и каротажу с первой пачкой казганчая Западных площадей. Характерным признаком этой пачки «казганчая» является наличие в основании ее грубозернистого песчаника с гравелитом, общая гипсоносность и почти полное отсутствие остракод, которые в подстилающей карагауданской свите и перекрывающей сарматской части казганчайской свиты присутствуют. Наиболее типичные разрезы аналогов караган-конкских горизонтов вскрыты скважинами 215 (интер. 603—670) и 217 (интер. 262—344).

В Дарьялык-Дауданском, Балкуинском прогибах и Заунгузской впадине нерасчлененные караган-конкские отложения также имеют широкое распространение, отличаясь от сарматского яруса большей гипсоносностью и бедностью фауны, состоящей из единичных остракод *Syrprideis littoralis* Brady. Представлены они так же, как и на юго-востоке, коричневыми и серыми гипсоносными алевролитами, глинами и песчаниками мощностью от 10—15 м (Беурдешикская ступень) до 50—60 м в Заунгузской впадине.

В Заунгузской впадине, где отсутствует сагаджинская свита (аналоги карагаудана), нерасчлененные караган-конкские гипсоносные осадки залегают на дарьялыкской свите. В Дарьялык-Дауданском и Балкуинском прогибах они ложатся (очевидно, согласно) на сагаджинскую свиту, а в Беурдешикской ступени с глубоким размывом — на различных горизонтах верхнего эоцена. Перекрывается нерасчлененные караган-конкские осадки в большинстве районов сарматским ярусом и только в поднятиях, единично, с глубоким размывом — заунгузской свитой. (рис. 6).

Верхний миоцен

Представлен сарматским и мэотическим ярусами.

Сарматский ярус

Впервые выделен Н. Барбот-де-Марни (1869) на Керченском п-ве и назван по древнему племени «сармат». Зюсс (Suess, 1886) на основании материалов Барбот-де-Марни по Керченскому п-ву применил этот термин в Австрии, для перитовых слоев Венского бассейна, которые до работ Зюсса выделялись М. Гернесом (Högnes M., 1847) под названием перитовые слои и позднее названы солоноватоводным ярусом. Н. И. Андрусов впервые расчленил сармат на нижний, средний и верхний подъярусы. В. Симонеску (Symonescu, 1903) предложил назвать нижний сармат — волинским, средний — бессарабским и верхний — херсон-

ким подъярусами. В. П. Колесников (1934, 1935, 1940) по фауне и литологии расчленил сармат на ряд слоев, названных по различным пунктам юга СССР.

В Туркмении сарматский ярус был впервые выделен К. И. Богдановичем (1890) в районе Кизыл-Арвата, затем Н. И. Андрусовым (1919) в Узек-Даге и Акдаге, расчленившим его на два подъяруса: нижний и средний. Впоследствии сарматский ярус был выделен на многих площадях Западного и Центрального Копетдага, Красноводского п-ва, Туаркырского складчатого района, на Сев. Прикарабогазье, Сарыкамыше, Узбое, Айбугире, в останцевых возвышенностях к востоку от

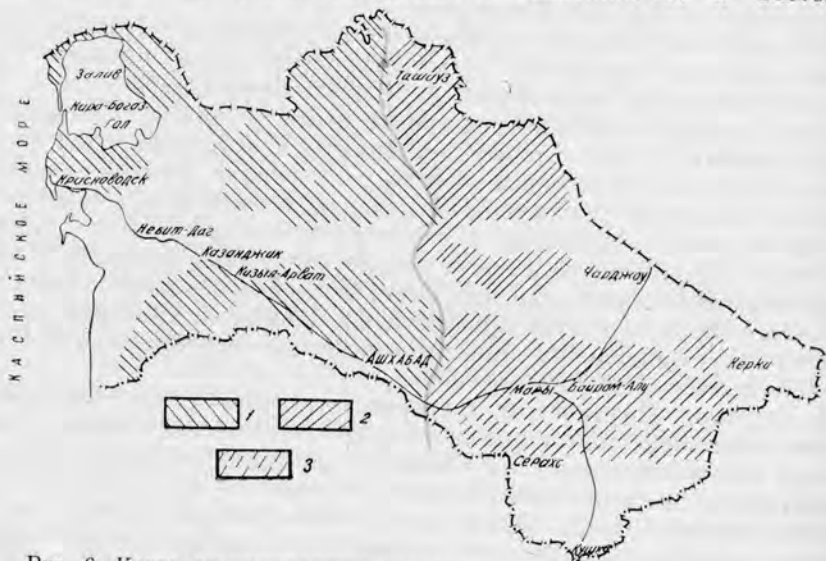


Рис. 6. Карта распространения караганского и конкского горизонтов и их возрастных аналогов.

1. Морские, фаунистически охарактеризованные отложения карагана и конки.
2. Караганские и конкские отложения фаунистически не охарактеризованные.
3. Площадь предполагаемого распространения караганских и конкских отложений.

Сарыкамыша и в Заунгузских Каракумах. Крайние юго-восточные выходы морского сармата находятся в Келатинской гряде, северные — в останцевой возвышенности Тузгыр и южные — в Сириме.

По фауне и литологии сарматский ярус Туркмении делится на нижний, средний и верхний подъярусы.

Нижний сармат пользуется наибольшим распространением и богато охарактеризован фаунистически. Площадь распространения его несколько превышает конкский горизонт (особенно верхний), с которым близок он и литологически. Представлен нижний сармат светло- и голубовато-серыми глинами, песчаниками, алевролитами, мергелями и известняками-ракушечниками. Наибольшие мощности приурочены к Иланлы-Карагезской зоне Зап. Копетдага, где она достигает до 117—147 м. В платформенных областях мощность нижнего сармата колеблется от 6—9 м до 114—127 м (в Учтаганском прогибе и на юге платформы). Комплекс моллюсков нижнего сармата состоит из видов: *Cardium plicatum plicatum* Eichw., *C. ustjurtense* Kol., *C. vindobonense* (Partsch.) Lask., *C. sarmaticum* Kol., *C. praeplicatum* Hilb., *C. ruthenicum* Hilb., *Mastra eichwaldi* Lask., *Paphia vitaliana* Orb., *P. naviculata* R. Höern., *Modiola sarmatica* Gat., *M. multicostata* Kol., *Solen subfragilis* Eichw., *Donax* sp., *Ervilia pusilla* dissita Eichw., *Abra reflexa* Eichw., *Bulla* sp., *Buccinum triformis* Kol. и др.*. Остракоды представлены видами

* Определение моллюсков здесь и во всей работе выполнено А. Г. Эберзиным, Л. И. Мелконяном, М. М. Судом, Ю. Г. Чельцовым и О. Узиковым.

Trachyleberis koleznikovi Schn., *Tr. sarmatica* Zal., *Tr. levis* Schn., *Loxocncha impressa* Brady, *L. aff. bairdy* Müller, *Leptocythere mironovi* Schn., *L. zeivensis* Vorosch., *L. naviculata* Schn., *Xestoleberis lutrae* Schn., *X. iuscata* Schn., *Bythocythere* sp. фораминиферы из *Porosononion martkobi* Bogd., *P. granosus* Egger., *P. subgranosus* Egger., *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.) и из различных *Miliolidae*.

Средний сармат. Первоначальная площадь распространения среднего сармата, очевидно, совпадала с нижним, однако из-за последующего размыва он сохранился не везде. На юго-востоке (Копетдаг) выходы его, так же как и нижнего, прослеживаются до Келатинской гряды включительно. На севере крайние восточные выходы среднего сармата известны в Тузгыре. В Центральных Каракумах (к северу от Унгуза) площадь современного развития среднего сармата значительно уступает нижнему. Наибольшие мощности среднего сармата также приурочены к Иланлы-Карагезской зоне Зап. Копетдага и доходят до 345—350 м. В южной части Западного Копетдага она колеблется от 10—15 м до 45 м. В платформенных областях мощность сохранившейся части среднего сармата не превышает 25—30 м и только в Учтаганской впадине и на Сев. Прикарабагазье достигает 40—90 м. Комплекс моллюсков среднего сармата представлен видами: *Maetra vitaliana* Orb., *M. fabreana* Orb., *M. tapesoides* Sinz., *M. georgei* Baj., *Cardium fittoni* Orb., *C. plicatum fittoni* Sinz., *C. incrassatum* Kol., *Paphia gregaria* (Goldf.), *P. vitaliana* Orb. var. *madiosarmatica* Andr., *Trochus angulata sarmates* Sinz., *Tr. pseudoangulata* Sinz., *Buccinum* sp., *Solen subfragilis* Eichw., *Ervilia* sp., *Musculus* sp. и др.

Остракоды состоят из многочисленных видов, перешедших из нижнего сармата, среди которых преобладают: *Trachyleberis koleznikovi* Schn., *Tr. sarmatica* Zal. и *Leptocythere mironovi* Schn. и видов характерных, в основном, для среднего сармата, таких как: *Loxocncha* aff. *bairdy* Müller, *L. ornata* Schn., *L. izatkuliensis* Step., *L. bugdajlensis* Step., *Xestoleberis lunaris* Schn., *X. elongata* Schn., *X. pinnata* Step., *X. castis* Mndlstm., *L. schweyeri* Schn. и др. Среди фораминифер преобладают *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *E. regina* Orb., *E. aculeatum* Orb., *E. crispum* (Linne), *Porosononion martkobi* Bogd., *P. subgranosus* Egger, *P. bogdanowiczii* Volosch и др.

Нижне- и среднесарматские осадки, почти лишенные фауны моллюсков, с единичной только микрофауной, не достаточной для их расчленения, широко распространены в Восточном Заунгузье (Беурдешикская ступень и Заунгузская впадина). Отсутствуют они здесь только в поднятиях, где заунгузская свита трансгрессивно залегает на различных горизонтах верхнего эоцена или дарьялыкской свиты. Из-за бедности фауны сарматский ярус здесь не всегда можно отделить от тортона и заунгузской свиты и нередко их описывали вместе. Анализ литологии, каротажа, микрофауны позволил во многих скважинах отделить сармат от караган-конкского горизонта тортонского яруса и заунгузской свиты. Представлен сарматский ярус здесь голубовато-серыми, светло-коричневыми глинами с голубоватыми пятнами и желтовато-серыми песками и песчаниками. Мощность его колеблется от 15—30 м на склонах возвышенностей до 90—100 м в прогибах. Моллюски переходного (веселян-сарматского) облика обнаружены только в скважине 453, интер. 180—190 и состоят из *Syndesmia* cf. *alba* var. *scythica* Sok., *Cardium* ex. gr. *plicatum* Eichw. Н. С. Волкова, определившая их, по возрасту отнесла к верхам конкского и низам сарматского яруса. О. А. Кузьмина и др. (1970) отнесли эту часть разреза к конкскому горизонту. По литологии и каротажу эта часть разреза скв. 453 хорошо сопоставляется с микрофаунистически охарактеризованным сарматом других скважин, что дало нам возможность отнести их к последнему. Микрофауна сармата встре-

чена во многих скважинах и состоит из единичных морских сарматских остракод *Trachyleberis levis* Schn., *Xestoleberis* sp., *Leptocythere migonovi* Schn. и фораминифер *Elphidium macellum* (Ficht. et Moll.), *Porosonopion subgranosus* Egger., позволивших нам уверенно выделить здесь сарматский ярус, а также пресноводных остракод из родов: *Eucypris*, *Baturinella* *Pseudoeucypris*, *Limnocythere*, *Pyocypris* и *Candoniella*.

Верхний сармат в пределах Туркмении имеет ограниченное распространение. Выходы его известны на Сев. Прикарабогазье, где он представлен пестроокрашенными известняками и песчаниками с прослоями мергелей, мощностью 11—38 м, с характерными моллюсками *Mastra* ex gr. *podolica* Eichw., *M. bulgarica* Toula, *M. crassicolis* Sinz., *M. caspia* Eichw., *Solen subfragilis* Eichw. Залегают здесь верхний сармат на среднем сармате с гравием и галькой в основании и перекрывается мезотическим ярусом.

Верхний сармат, представленный переслаиванием пестроцветных глин, песчаников и мергелей, мощностью 8—26 м, вскрыт в южной части Уртаганского прогиба скважинами 71 и 72. В верхнем пласте глинистого мергеля встречена фауна, определенная А. Г. Эберзиным как *Mastra* cf. *caspia* Eichw., *M. praecaspia* Kolesn., *M. naviculata* Baily. (Петров, 1954). Залегает здесь верхний сармат согласно на фаунистически охарактеризованном среднем сармате и перекрывается более рыхлыми песчано-глинистыми отложениями заунгузской свиты.

К верхнему сармату относятся нами также основная часть казганчайской свиты Западного Копетдага, содержащие единичные *S. littoralis* Br. и перешедшие из среднего сармата редкие *Nonionidae* и моллюски *Mastra podolica* Eichw., *M. podolica naviculata* Baily, *M. subvitaliana* Kol., *M. georgei* Baily, *M. aff. praecaspia* Kol., *M. aff. caspia* Eichw., *M. eichwaldi* Lask., *Cardium subfittoni* Orb., *C. ex gr. fittoni* d. Orb., *C. cf. ujraticum* Kol., *Modiola aff. gatuevi* Kol., *M. incrassata* Orb., *Trochus* sp. и др., определенные М. М. Судом, О. Узаковым и Г. Н. Поповым в разрезах Иланлы и Эзетдаг.

В отдельных площадях (Арчманская гряда), где казганчайская свита имеет мощность до 600—800 м, верхи свиты (около 200 м), литологически отличающиеся от остальной части казганчая, возможно, отвечают подакчагыльской свите среднего плиоцена.

Сармат нерасчлененный

На востоке Низменных и на севере Юго-Восточных Каракумов, а также в восточной части Предкопетдагского прогиба, так же, как и в предгорьях Гяурсдага и Восточного Копетдага, морские отложения караган-конкских горизонтов среднего миоцена и сарматский ярус верхнего замещаются субконтинентальными осадками казганчайской свиты. В Бадхыз-Карабильском районе, по данным Т. М. Лаптевой, им соответствует нижняя и средняя части ислимской свиты*. В Гаурдак-Кугитангском районе верхнему тортону и сарматскому ярусу, очевидно, соответствует нижняя и средняя части тандырчинской свиты.

Сарматский возраст основной части казганчайской свиты обосновывается фаунистически в Гяурсдаге и в скважинах Кырккуинской (скв. 10, 12, 11, 9, 6, 7, 14) и частично Гядынской площадей (скв. 215), в которых в средней части казганчая наряду с пресноводными остракодами встре-

* Полное отсутствие фауны в отложениях неогена Бадхыз-Карабильского района не позволяет в настоящее время уточнить их возраст. Однако существующие данные по литологии и условиям залегания кашанской свиты скорее всего указывают на близость нижней ее части (ислимская свита) к карагауданской, верхней (эсенбайская свита) к казганчайской свитам, как это было установлено Л. Н. Смирновым (1962, 1965).

1	Палеогеновая	Н	М	Е	Ч	Г	Е	Н
2	нижний-средний	нижний	нижний	нижний	нижний	нижний	нижний	нижний
3		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
4		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
5		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
6		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
7		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
8		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
9		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
10		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
11		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
12		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
13		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний
14		Ан. З. Н. Кунтадагенский	Ан. З. Р. дендритуса и С. отпауса	Средний	Средний	Средний	Средний	Средний

сел. Трехрабочее
Красн. н. в.
Турауин
Ан. Бунар
Сарыкамыш
Дарьялык
Менг. в. Заунг.
К. Кунтадагенский
Трехрабочий
Красн.

Таблица 2. Схема стратиграфии нижнего

1 — система; 2 — отдел; 3 — подотдел; 4 — ярус; 5 — подярус; 6 — горизонт, слон; 11 — Сарыкамыш; 12 — запад Центральных и Заунгузских Каракумь; 13 и 14 — южный; 15 — Аладат-Мессериянский район; 16 — Западный Копетдаг; 17 — Центральный Копетдаг; часть, 21 — южная часть; 22 — Дарьялык-Дауданский прогиб; 23 — Балкунский

чены морские сарматские виды (Розьева, 1968, 1972). Казганчайская свита имеет широкое развитие к югу от Чешме-Ербентского эрозионного вреза, в Кырккуинской, Гядынской, Тедженской, Еландинской, Сейрабской, Марыйской, Байрамалийской, Репетекской, Чимчиклинской, Караметниязской и Карабекаульской площадях. Фауна моллюсков в ней отсутствует. Единичные виды обнаружены только в скв. 12 (гл. 1045 м) Кырккуинской площади, где встречены *Macla* cf. *eichwaldi* Lask. Микрофауна сарматского облика, состоящая из редких морских видов фораминифер и остракод и из большого числа пресноводных остракод, встречается почти во всех скважинах Кырккуинской и единично Гядынской (скв. 215) площади и представлен видами *Xestoleberis* sp., *Aglaioocypris* sp., *Cyprideis littoralis* Br. (со сглаженной поверхностью), *Leptocythere plana* Schn., *L. mironovi* Schn., *Loxocochla* sp., *Pseudoeocypris* sp., *Puocypris* sp., *Darwinula stevensoni* (Br. et Robert.) и другие. Мощность сармата меняется от 240 до 340 м.

В Мургабской впадине и Обручевском прогибе к сарматскому ярусу также относятся средняя и верхняя части казганчайской свиты, выделенная А. А. Николаевым как подсвита «Б». Нижняя часть подсвиты «Б» сопоставляется с нижним-средним сарматом, верхняя (скв. 851 интер. 317—400 м) условно относится нами к верхнему (?) сармату. Мощность сарматской части казганчайской свиты на севере Юго-Восточных Каракумов не превышает 150—160 м, в основном колеблется от 50—60 м до 100 м. (рис. 7).

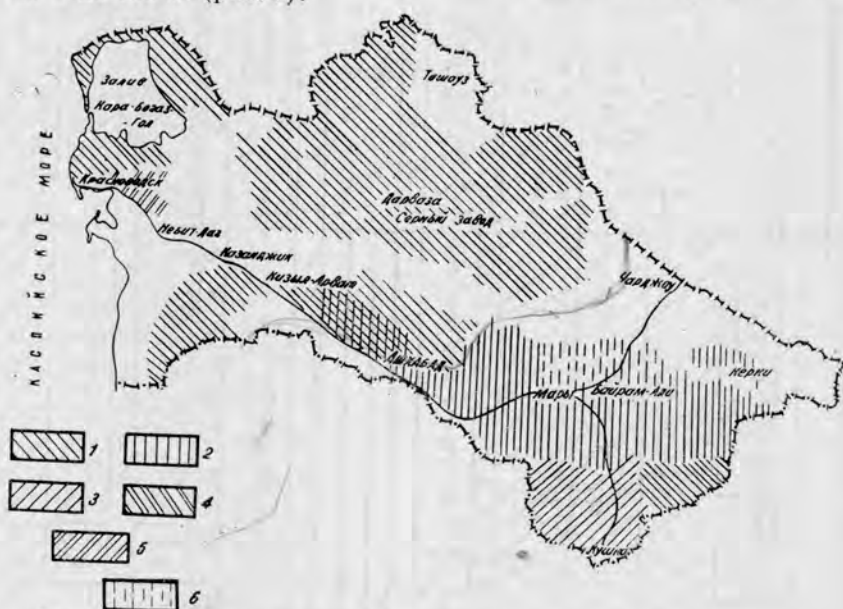


Рис. 7. Карта распространения сарматского яруса и его возрастных аналогов.

1. Сарматские отложения, фаунистически охарактеризованные.
2. Казганчайская свита.
3. Исламская свита.
4. Нижняя часть кашанской свиты.
5. Кюренцкая свита.
6. Площадь предполагаемого распространения казганчайской свиты.

Мэотический ярус

Установлен Н. И. Андрусовым на Керченском п-ве и именован по древнему названию Азовского моря «мэотис».

В Туркмении морские осадки мэотиса известны лишь на Северо-Восточном Прикарабагазье и представлены детрусовыми и оолитовыми известняками, мощностью не более 7 м. Мэотис залегает здесь на раз-

мытой поверхности нижнего, среднего и верхнего сармата. По фауне моллюсков разделяется на нижний и верхний подъярусы (Чельцов, 1967). Нижний подъярус сохранился от размыва только в центральной части Северного Прикарабагазья, где сложен детритусовыми и оолитовыми известняками с разнообразными моллюсками: *Modiolus minor* Andrus., *Dosina maeotica* Andr., *Venerupis abichi* Andrus., *Ervilia minuta* Sinz., *Lucina pseudonivea* Andrus., *Potamides disjunctoides* (Sinz.) др. Верхний подъярус распространен гораздо шире и представлен мергелями, органогенно-детритусовыми известняками, известняками-ракушечниками и известковыми глинами с однообразной фауной *Congerina novorossia* Sinz., *C. modiolopsis* Andrus., *Hydrobia* sp., *Micromelania* sp., *Abra tellinoides* Sinz. (Чельцов, 1967). Комплекс микрофауны мэотического яруса пока еще не установлен (табл. 1, 2).

ЛИТЕРАТУРА

- Бирман Л. С., Расцветаев Л. М., Розьева Т. Р. О находке морского миоцена на Гяурском Копетдаге. Изв. АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 1, 1969.
Геология СССР, т. XXII, Туркменская ССР, М., «Недра», 1973.
Двали М. Ф., Лебедев Г. А., Никитюк Л. А. Гидрогеологические исследования в урочищах Умчалы и Кизыл-Куп (южный берег залива Карабагаза). Тр. Всесоюз. геол.-развед. объедин., вып. 179, М., 1932.
Дмитриев А. В. и др. Корреляция палеогеновых отложений Туркмении на основании биостратиграфического изучения фауны. Изв. АН ТССР, № 4, 1970.
Жищенко Б. П. Нижний и средний миоцен. Стратиграфия СССР, т. 12, М., Изд. АН СССР, 1940.
Иванова В. А. Стратиграфия майкопских отложений Заунгузских Каракумов по фораминиферам. Тр. «Союзбургаза», вып. 5, М., 1965.
Кузьмина О. А., Пантелеев Г. С., Кувшинова И. Ф., Исаенко В. Н. Геология и перспективы газонефтеносности Северной Туркмении и прилежащих районов Узбекистана. Тр. «Союзбургаза», вып. 8, М., 1970.
Луппов Н. П., Неронова Л. В. Морские миоценовые отложения Красноводского полуострова и Большого Балхана. «Геология СССР», т. XXII, ч. 1, М., «Недра», 1957.
Розьева Т. Р., Узиков О. О присутствии на Западном Копетдаге отложений онкофоровых слесей и тарханского горизонта. Уч. зап. ТГУ, вып. XVIII, Ашхабад, 1961.
Розьева Т. Р., Узиков О. Стратиграфия, фация и фауна нижне- и среднемиоценовых отложений Западного, Центрального Копетдага и Предкопетдагской впадины. Тр. ин-та геологии АН ТССР, т. 4, Ашхабад, изд.-во АН ТССР, 1962.
Розьева Т. Р., Узиков О. Верхний миоцен Копетдага. В сб.: «Вопросы геологии ТССР», Ашхабад, 1965.
Розьева Т. Р. О находке чокрака в районе Центрального Копетдага и Восточной Туркмении. Изв. АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 1, 1969.
Смирнов Л. М., Ибрагимов М. С. Неоген Юго-Восточного Туркменистана. В сб.: «Вопр. геологии Туркмении». Ашхабад, 1965.
Судо М. М. Актенинские слои Центрального Копетдага. Изв. АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 2, 1967.
Судо М. М., Тимофеев Ю. В. О границе между эоценом и олигоценом в Западном Копетдаге. Изв. АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 4, 1968.
Тимофеев Ю. В. Неогеновые отложения восточной части Низменных Каракумов. Изв. АН ТССР, сер. ФТХ и ГН, № 2, 1969.
Эберзин А. Г. Неоген Северной Туркмении. Тр. Компл. южной геологич. экспед. (КЮГЕ), вып. 5, М., Гостоптехиздат, 1960.

А. АЛЛАНОВ, М. НАЗАРОВ, М. С. ПАШАЕВ

ДАТСКО-РАННЕМИОЦЕНОВЫЙ ЭТАП ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИСТАНА

Отложения дания, палеогена и раннего миоцена образуют самостоятельный структурно-формационный комплекс, отвечающий отдельному этапу истории геологического развития. Его нижняя граница определяется региональным размывом поверхности верхнемеловых отложений. Датско-раннемиоценовый этап развития подразделяется на три подэтапа. С первым подэтапом связано начало опускания территории Туркменистана и трансгрессия моря. Второй, эоцен-раннеолигоценовый, подэтап ознаменовался дальнейшим более интенсивным опусканием территории и значительным разрастанием области морского осадконакопления. Мощность осадочных образований второго подэтапа резко возрастает по сравнению с образованием начального подэтапа. Третий, среднеолигоценово-раннемиоценовый, этап характеризовался поднятием территории, последовательным отступлением моря, размывом накопившихся ранее отложений и широким развитием континентальных условий осадконакопления.

Анализ мощностей и литологического состава отложений показывает, что с датско-палеоценовым подэтапом связано региональное опускание территории Туркменистана (рис. 1). В Копетдагской области амплитуда погружения доходила до 400 м. На этом же подэтапе наметилась восточная переклиная часть Предкопетдагского прогиба. К северу от Копетдага располагалась моноклиальная зона, где мощность датско-палеоценовых отложений постепенно сокращается до 40—30 м (район Ербент). Высокое положение на этом подэтапе занимало Центрально-Каракумское поднятие. Наметился ряд малоамплитудных поднятий в северной части Туркменистана. Достаточно отчетливое выражение получают Верхнеузбойский и Учтаганский прогибы. На территории Восточного Туркменистана на этом подэтапе истории тектонического развития стали появляться, хотя и небольших амплитуд, многие современные структурные элементы.

Более резкие дифференцированные тектонические движения проявились в эоцен-раннеолигоценовый подэтап развития (рис. 2). На этом подэтапе происходил распад геосинклиальной области. Довольно четко обособился Западно-Копетдагский геосинклиальный прогиб, который располагался на месте современного Западного Копетдага и восточного склона Малого Балхана (район Чал-Су). Далее к западу, в Мессериянском районе, наблюдается сокращение мощностей до 300 м. Сокращение, по-видимому, продолжается до Южно-Каспийского срединного массива, где мощность палеоценовых отложений, по данным Я. П. Маловицкого, составляет всего 200 м. Амплитуда опускания в центральных частях прогиба составляла 1400—2000 м. Иной режим тектонического развития был

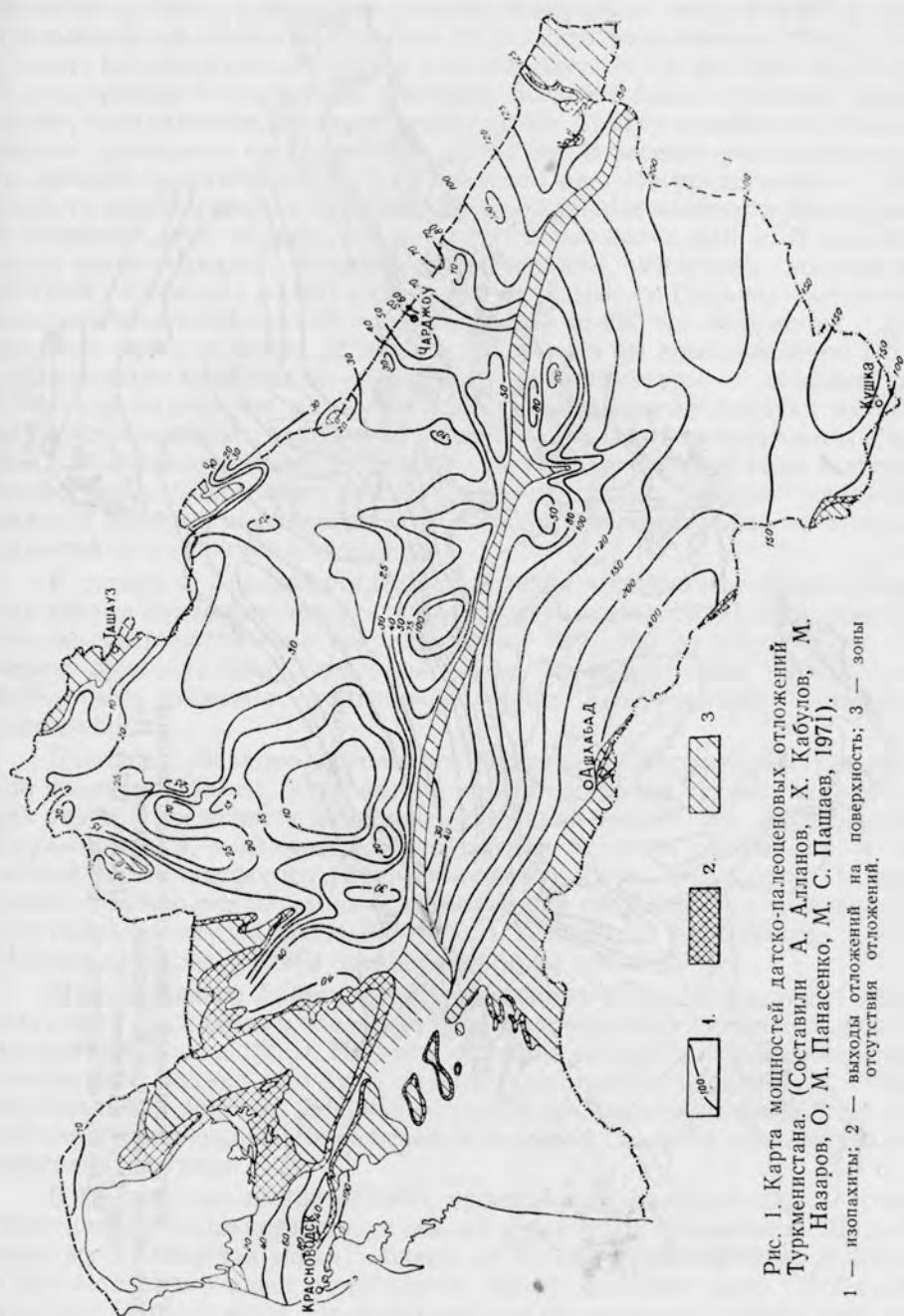


Рис. 1. Карта мощностей дагско-палеогеновых отложений Туркменистана. (Составили А. Алланов, Х. Кабулов, М. Назаров, О. М. Панасенко, М. С. Пашаев, 1971).

1 — изопахиты; 2 — выходы отложений на поверхность; 3 — зоны отсутствия отложений.

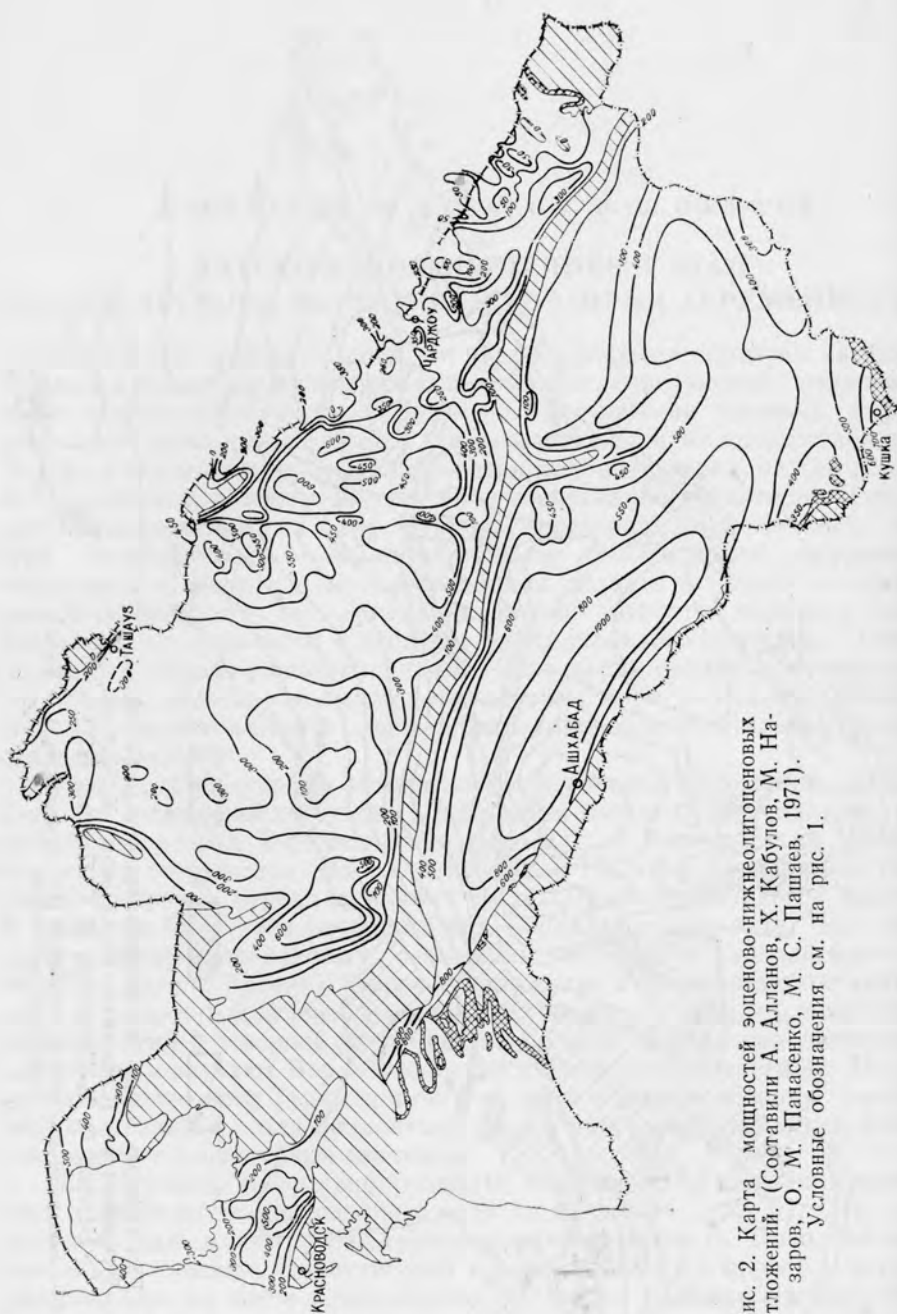


Рис. 2. Карта мощностей эоценово-нижнеолигоценых отложений. (Составили А. Алланов, Х. Кабулов, М. Назаров, О. М. Панасенко, М. С. Пашаев, 1971).
Условные обозначения см. на рис. 1.

характерен для остальной части Копетдага. На месте современного Центрального и Восточного Копетдага располагалась геоантиклиналь с неустойчивым тектоническим режимом, заметно отстающая в опускании. Амплитуда погружения здесь не превышала 200—600 м. На западе в это время располагалась Большебалханская геоантиклиналь, которая также отставала от общего опускания. Амплитуда погружения в центральной части Большого Балхана была всего лишь порядка 100 м. Собственно Большой Балхан только в эоцене погрузился под уровень моря. В дальнейшем, в конце этого подэтапа, Большой Балхан испытал воздымание, превратившись в размываемую сушу. С этим подэтапом связано первое проявление орогенических движений. В течение рассматриваемого времени территория Предкопетдагского прогиба представляла собой область непрерывного прогибания. Максимальные мощности приурочены к приосевой зоне прогиба, где они составляют более 1000 м. В западной части вырисовывалась Красноводская впадина, амплитуда погружения которой составляла до 500 м. К северу от Большого Балхана наметился Северо-Балханский прогиб, где накопилось до 200 м отложений. Этот прогиб и Красноводская впадина являлись как бы продолжением Предкопетдагского прогиба. Из сравнения палеоструктуры с современным строением видно, что в эоценово-раннеолигоценовый подэтап истории развития произошло заложение современного Предкопетдагского, Северо-Балханского прогибов и Красноводской впадины. Для этого подэтапа характерным было также усложнение структурного плана геосинклинальной области, выразившееся в распаде ее на остаточный геосинклинальный прогиб и геоантиклинали.

К северу от Предкопетдагского прогиба выделялась моноклиналиная зона, в которой мощность эоценово-раннеолигоценовых отложений с юга на север постепенно сокращается от 800—700 до 300—200 м. Северная граница моноклиналиной зоны проходила над Донгузсырт-Ербентским разломом, контролировавшим распределение мощностей отложений.

Довольно уверенно выделялось Центрально-Каракумское поднятие (по изопаките 300 м). Учтаганский прогиб находил ясное выражение как участок увеличения мощностей отложений (до 600 м). Тауркырское, Карашорское и, возможно, Кумсебенское поднятия составляли в западной части платформы район наиболее слабого погружения. По сравнению с Тауркырским валом Карабогазский свод испытал значительное опускание амплитудой более 200—400 м. Амплитуда прогибания Южно-Мангышлакского прогиба оценивается более чем в 400 м.

Мангышлакско-Айбугирская зона поднятий характеризуется минимальными мощностями эоценово-нижнеолигоценовых отложений, составляющими порядка 100 м. На этом подэтапе развития зона испытывала погружение, однако оно было значительно менее интенсивным, чем в сопредельных районах. В конце подэтапа произошло воздымание с размывом образовавшихся отложений, и в дальнейшем эта зона оставалась приподнятой сушей.

В Приамударьинской области продолжало развиваться, а также наметилось большинство современных структурных элементов. На этом подэтапе (эоценовая эпоха) область испытала интенсивное погружение, в результате чего ранее приподнятая северо-западная часть тоже оказалась под уровнем моря. На всей площади образовалась однородная глинистая формация мощностью 200—300 м.

На территории Восточного Туркменистана наблюдается сложная картина распределения мощностей. Наряду с унаследованными от палеоценового подэтапа структурными особенностями распределение мощностей эоценово-нижнеолигоценовых отложений отражает заметные струк-

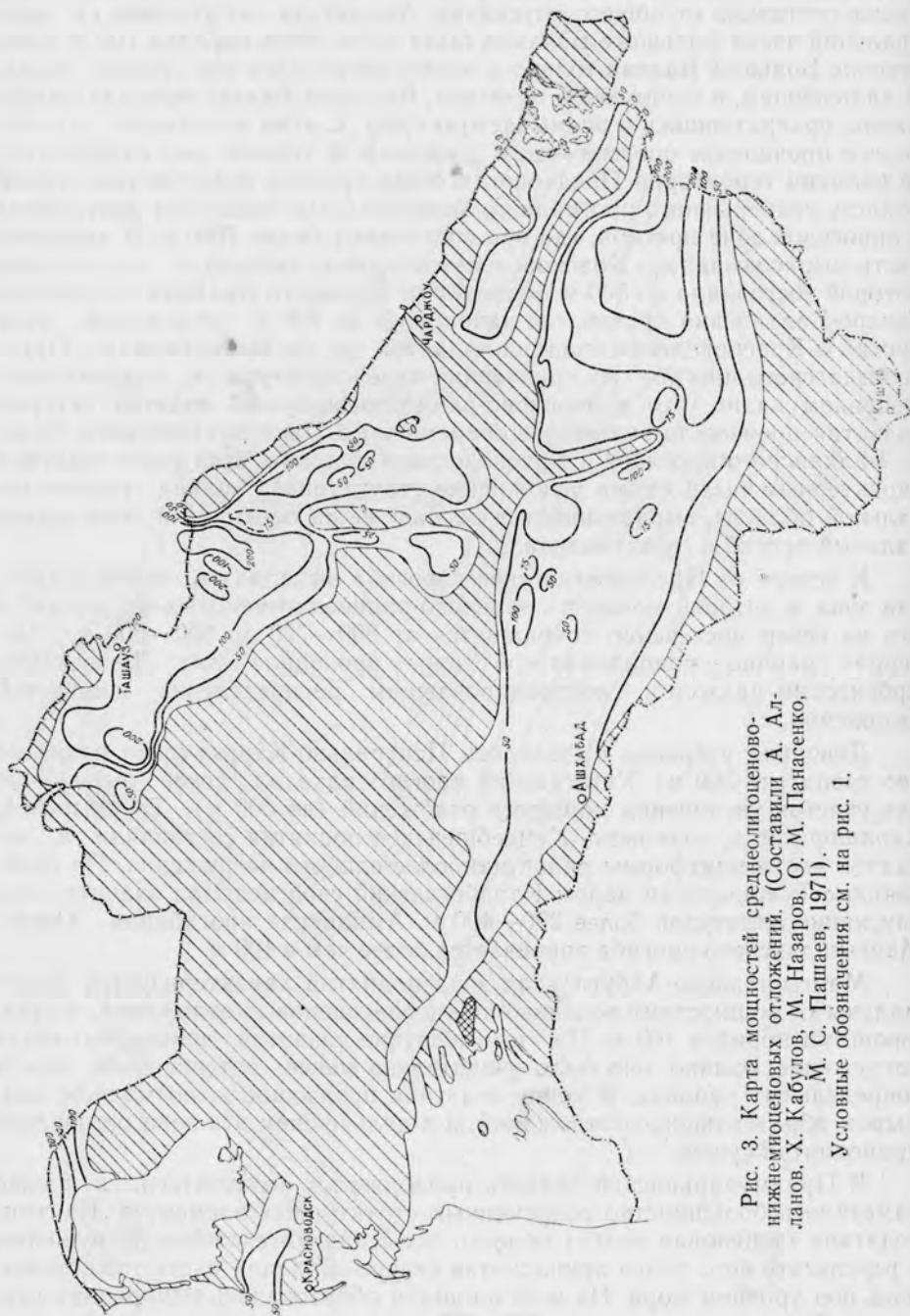


Рис. 3. Карта мощностей среднемиоценово-нижнемиоценовых отложений. (Составили А. Алланов, Х. Кабулов, М. Назаров, О. М. Панасенко, М. С. Пашаев, 1971).

Условные обозначения см. на рис. 1.

турные перестройки. В результате этого границы между основными структурными элементами нередко получают иные очертания. Так, зону максимального погружения в северной части Восточного Туркменистана можно подразделить на две части — западную и восточную. В западной части располагались Балкуинский и Илимский прогибы, Ачакское и Кирпичлинское поднятия; в восточной — Кошуйский, Восточно-Унгузский, Багаджинский валы и другие более мелкие структурные элементы. В целом для северной части Восточного Туркменистана на этом подэтапе было характерно непрерывное опускание, амплитуда которого составляла более 400 м, с образованием мощной толщи преимущественно глинистых осадков. На юге северная часть Восточного Туркменистана отделялась Репетекским валом от погруженного в общем районе Юго-Восточного Туркменистана. В пределах этого района отчетливо обособлялась Северо-Карабильская впадина, амплитуда погружения которой составляла, по-видимому, свыше 500 м. К северо-западу от этой впадины находились Байрамалийский вал, Еланское и Шехетлинское поднятия.

Среднеолигоценово-раннемиоценовый подэтап — это важнейший рубеж в истории тектонического развития. Для Копетдага — это время перехода от геосинклинального развития к орогеническому (рис. 3). Ранее начавшееся расчленение геосинклинальной области в среднеолигоценово-раннемиоценовое время продолжалось с еще большей интенсивностью. Хотя Западно-Копетдагский прогиб по-прежнему оставался опускающимся участком, в центре которого шло образование песчано-глинистой формации, амплитуда прогибания и здесь значительно уменьшилась и не превышала 400 м. Копетдагское геантиклинальное поднятие представляло собой слаборасчлененную равнинно-холмистую сушу, в пределах которой обнажались не только палеогеновые, но и меловые, а местами и юрские породы. Амплитуда воздымания центральной части Копетдагского поднятия за это время составила, по-видимому, в среднем 2—3 км. Большебалханское геантиклинальное поднятие также испытывало интенсивные тектонические движения и размыв. В результате были дислоцированы и обнажены юрские, меловые и палеогеновые образования. Как и Копетдаг, оно представляло собой, по-видимому, холмистую сушу, с которой сносился в основном мелкообломочный материал. Таким образом, расчленение геосинклинальной области в среднеолигоценово-раннемиоценовое время продолжалось с еще большей интенсивностью.

На территории Туранской плиты в среднеолигоценово-раннемиоценовое время происходила дальнейшая структурная дифференциация. Этот подэтап характеризовался интенсивными структурно-формирующими движениями. Наиболее приподнятыми в это время были структурные элементы Центрального и Западного Туркменистана. Так, на Туаркыре на дневную поверхность были выведены юрские и нижнемеловые отложения, на Кумсебшене и Карашоре — верхнемеловые. Приподнятым был также район Центральных Каракумов. Здесь на предтортонскую поверхность были выведены верхнемеловые и палеогеновые отложения. Амплитуда воздымания отдельных поднятий составляла от десятков и сотен метров в Центральных Каракумах, на Карашоре и Кумсебшене до 1000 м и более на Туаркыре. В целом же граница области осадконакопления четко вырисовывала Центрально-Туркменскую область поднятий, представлявшую собой невысокую слаборасчлененную сушу, с которой шел снос обломочного материала как на север, так и на юг. Опускание имело место в Южно-Мангышлакском и Дарьялык-Дауданском прогибах с амплитудой более 100 м.

В Приамударьинской зоне большинство положительных структурных элементов, наметившихся на предыдущих подэтапах развития, продолжало воздыматься, в результате на дневную поверхность были выведе-

дены отложения палеогена и верхнего мела. Граница области осадконакопления довольно четко фиксирует юго-западную внешнюю границу Приамударьинской зоны. Между Чарджоуским и Кабаклинским поднятиями намечался небольшой прогиб, разделявший северо-западную и юго-восточную части Чарджоуской ступени. Бешкентский прогиб и Керкинское поднятие по-прежнему имели тот же структурный план.

Наметившееся в предыдущем подэтапе разделение Восточного Туркменистана на южную и северную части еще более интенсивно проявилось на рассматриваемом подэтапе. Южная часть испытывала прогибание с амплитудой от 100 до 200 м и более. Здесь по изопаките 100 м четко оконтуривается Северо-Карабильская впадина. Северная часть Восточного Туркменистана состояла из отдельных прогибов амплитудой от 50 до 100 м, разделенных участками суши. Здесь по-прежнему располагались Балкуинский, Илимский прогибы и Ачакское поднятие. Кирпичлинский вал вместе с Центрально-Туркменской областью поднятий стал равнинной сушей, в пределах которой были обнажены эоценовые отложения. В восточной части располагались Кошуйское поднятие, Восточно-Унгузский вал, Малайско-Багаджинское поднятие, Измайльский прогиб и другие более мелкие структурные элементы. На поднятиях, как правило, обнажались палеогеновые отложения, а в прогибах шло накопление песчано-глинистых осадков. Северная часть Восточного Туркменистана отделялась от погруженной южной части Репетекским валом, в пределах которого в результате интенсивного воздымания были выведены на поверхность отложения палеогена и верхнего мела. Байрамалийский вал также имел четкое выражение в рельефе досреднемиоценовой поверхности, сложенной породами эоцена и верхнего мела. К западу от него продолжало развиваться Еланское поднятие, отделенное узкой зоной повышенной мощности отложений.

Таким образом, история тектонического развития территории Восточного Туркменистана в датско-раннемиоценовое время состоит из трех подэтапов: датско-палеоценового, эоценово-раннеолигоценового и среднеолигоценово-раннемиоценового. Из анализа этих подэтапов видно, что структурная перестройка, наметившаяся на первом подэтапе, получила дальнейшее развитие в течение последующих подэтапов и завершилась оформлением структурного плана, сходного с современным.

М. Э. ЭСЕНОВ, Н. Н. ЯХИМОВИЧ, Б. М. ТАЧМУРАДОВ

О ЗАДАЧАХ ДАЛЬНЕЙШЕГО ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Площади с обнажающимися дочетвертичными породами в пределах Западно-Туркменской впадины охвачены детальной геологической съемкой; она начата В. Б. Вебером, К. П. Калицким (1911); затем в разное время ее проводили В. Б. Порфирьев (1932), А. И. Смолко (1936), М. Э. Эсенев (1935—1941), А. С. Архипченко (1952, 1954), М. К. Мирзаханов (1954, 1959), А. Б. Вистелиус и М. А. Романова (1962), С. Д. Сахиббаев (1964).

Анализ геологического строения осуществлялся также на основе структурного бурения, наибольший метраж которого приходится на Аладаг-Мессерианскую тектоническую зону. Результаты бурения по этой зоне обобщены Н. Ф. Полуяном и В. М. Бершадским (1958) и М. К. Мирзахановым (1963).

В районе выполнен большой комплекс геофизических исследований, среди которых первостепенную роль играет изучение глубинного строения методами сейсморазведки. Сейсмическими исследованиями и построением структурных карт и профилей по условным горизонтам занимались Ю. Н. Годин (1950, 1953, 1958, 1959), А. Х. Карсанов (1956, 1957, 1959), С. С. Чамо и Н. Н. Вожжова (1957, 1960, 1964), Б. А. Хариков (1954, 1959, 1964, 1968, 1969), Б. А. Хариков и М. В. Гайнуллин (1966) и др.

С начала 40-х годов и до настоящего времени объединением «Туркменнефть» во все больших объемах проводится глубокое разведочное бурение на выявленных площадях локальных структур. Результатом всех перечисленных работ явилось открытие нескольких новых нефтяных и газовых месторождений (Кум-Даг, Котур-Тепе, Барса-Гельмес, Кизыл-Кум, Окарем, Камышлджа) и серии новых залежей в пределах ранее известных нефтеносных структур. Данные глубокого разведочного, а также одновременно проводимого на отдельных площадях структурного бурения систематизировались и обобщались И. Н. Алифаном (1951—1966), В. В. Семеновичем (1953, 1954, 1956, 1957), Н. Ф. Полуяном (1955, 1956, 1958, 1959), К. К. Бабенко (1956, 1958, 1961), Т. В. Шварц (1956), А. А. Кузьминым (1959, 1961), О. А. Одековым (1960), К. Тегелековым (1961), М. Аширмамедовым (1965, 1967), Ю. Р. Каграмановым и В. Ф. Мечетинным (1967, 1968), Н. Хаджинуровым, А. А. Кузьминым, П. Е. Шуваловым (1968) и др. При этом по материалам бурения составлялись структурные карты локальных складок с контурами нефте- и газоносности и геологические профили.

Обобщающие работы по стратиграфии принадлежат Г. И. Попову (1961), Л. П. Марковой (1962), М. И. Мандельштаму, Л. П. Марковой,

Т. Р. Розыевой (1962), по тектонике и нефтеносности — Т. В. Шварц (1962), А. А. Кузьмину (1967). Вопросы тектоники и нефтеносности рассмотрены в статьях М. К. Мирзаханова (1962, 1968, 1969) и О. А. Одекова (1960, 1965, 1969, 1970). Комплексному изучению условий развития нефтегазосности посвящена работа М. Э. Эсенова, Н. Бекмурадова и др. (1970).

Несмотря на большой объем проделанной работы, многие весьма существенные вопросы стратиграфии и тектоники находятся еще в процессе решения; неясны и закономерности размещения и формирования нефтяных и газовых залежей. Постоянную актуальность сохраняет вопрос о направлении поисково-разведочных работ, обеспечении планового прироста запасов, о выборе мест заложения и проектных глубин скважин.

Продолжавшееся в 1965—1969 гг. разбуривание структур дало новые сведения о строении как отдельных площадей, так и всего региона в целом. Новые данные получены в эти годы при геофизических исследованиях (Чернавина, 1965, 1966; Алиев, 1965, Аббасов, 1967, 1968; Луцук, 1967; Кравцов, 1967, 1968; Киреев, 1968; Почерняев, 1969 и др.). По материалам бурения в тресте «Туркменбурнефть» и ТФ ВНИИ для ряда площадей составлены новые структурные схемы. Все сказанное делает необходимым существенно модернизировать и дополнить имеющиеся в настоящее время сводные структурные карты региона, построенные по состоянием изученности до начала 1966 года.

Скважинами, пройденными в последние годы, установлена нефтегазосность площадей Бурун, Куйджик и банка Жданова. В составе нижнего красочвета выявлена новая нефтеносная толща («котуртепинская свита»), находящаяся стратиграфически ниже ранее известной части разреза нижнекрасочветных отложений (Денисевич, 1969). Предполагается, что эта толща имеет широкое распространение в прогибах и на погруженных межструктурных перемычках, с которыми могут быть связаны ловушки типа структурных осложнений крупных брахантиклиналей. Меловые отложения вскрыты на структурах Тоголок, Геокча в Аладаг-Мессерианской зоне и Акмая в Гограндаг-Окаремской значительно выше, чем предполагалось по сейсмическим данным. Расхождение между ожидаемой и действительной глубиной залегания кровли мела составляет на Тоголоке и Геокча 500—900 м, на Акмая 2000—2500 м. В связи с этим можно рассчитывать, что и на некоторых других структурах мезозой значительно приближен к поверхности и залегает на доступных бурению глубинах. Возникает необходимость переинтерпретации ранее полученных сейсмических материалов в соответствии с новыми данными бурения.

Проблема происхождения и механизма образования локальных складок имеет прямое отношение к выяснению путей миграции нефти и условий формирования ее залежей. Тесно связан с этой проблемой вопрос о роли разрывных нарушений в развитии прерывистой складчатости. На происхождение прибалханских структур различные точки зрения высказывали К. П. Калицкий (1910), Н. А. Андрусов (1915), С. А. Ковалевский (1926), И. М. Губкин (1924), В. Б. Порфирьев (1932), М. И. Варенцов (1953), В. В. Семенович (1957), С. С. Чамо, Н. Н. Вожжова (1960), Б. А. Хариков (1964). В. Б. Порфирьев признавал продолжение основных структурных линий Копет-Дага в пределах впадины, что, по-видимому, имеет серьезные основания. Существует мнение о бескорневом характере локальных структур (Хариков, 1964). Действительно, на сейсмических профилях ниже глубин в 4—6 км наблюдается выполаживание отражающих площадок до перехода их в горизонтальные. Однако последние данные о блоковом строении мезозойского и

палеогенового субстрата на Боя-Даге и Сыртланли говорят о наличии глубоких корней складок. В ряде случаев выполаживание площадок может быть следствием частичного несовпадения простираний структур в мезозойском и кайнозойском комплексах. Вместе с тем нет оснований и для полного отрицания возможности существования бескорневых складок в районе.

Среди существующих взглядов на роль разломов и механизм возникновения складок большого внимания заслуживают представления С. С. Чамо и Н. Н. Вожжовой. Названные авторы различают крупные региональные глубинные разломы, над которыми развиваются зоны антиклинальных структур, и региональные разломы, сопутствующие складкообразованию и отражающие нарушения глубинного заложения. Вдоль крупных разломов, между поднятым и опущенным крыльями, создаются резкие перепады давлений в разновозрастных горизонтах. Разгрузка этих давлений, сопровождаемая выжиманием пластических масс, создает подъемы и изгибы пластов в вышележащей толще.

В изложенном существенно представлено о контролирующей роли разрывных нарушений по отношению к зонам локальных складок, а также о возникновении резких разниц давлений при смещениях по разломам. Перепады давлений создают благоприятные условия для вертикальной миграции флюида и делают разломы одним из важнейших проводящих путей углеводородов к ловушкам. Вместе с тем несомненно и экранирующее воздействие дизъюнктивов на скопления жидкости и газа. Вопрос о проводящем и экранирующем действии нарушений далеко еще не разработан, неясны и какие-либо закономерные связи между проводящей и экранирующей ролью одного и того же или различных разрывных нарушений.

Интересен вопрос о возможном закономерном повторении по площади однотипных тектонических элементов. Наличие такой повторяемости позволило бы в определенной степени прогнозировать строение сравнительно мало изученных участков.

Изучение тектоники должно сочетаться с дальнейшей детализацией сведений о распределении коллекторских толщ и разделяющих их покрышек на площади и в разрезе.

Сведения о взаимном размещении грязевых вулканов и нефтяных залежей позволяют в настоящее время считать вулканы не только фактором, разрушающим нефтегазовые скопления. Деятельность вулканов вызывала перераспределение в разрезе жидких и газообразных углеводородов и способствовала при соответствующей геологической обстановке, формированию новых залежей в определенные фазы развития вулканического процесса. Само по себе наличие грязевых вулканов на той или иной площади служит индикатором благоприятных геологических условий для вертикальной миграции флюида и, таким образом, может расцениваться как возможно положительный поисковый признак. Падение давления в зоне вулканического очага при прорыве на поверхность жидких и газообразных продуктов извержения вызывало подток флюидов к очагу с окружающих участков и из более глубоких частей разреза. При этом нефть и газ могли проникать вверх по разрезу в слои коллекторов и формировать залежи. Подтверждением сказанного служит рост мощности продуктивного этажа в районе грязевого вулкана Алигул на Челекене и в районе расположения грязевых вулканов на Котур-Тене (скв. 100) и Барса-Гельмесе. Б. Тамурадовым (1969) обращено внимание на приуроченность к верхним горизонтам красноцветной толщи на структурах Окарем и Кеймир непромышленных залежей нефти и скоплений продуктов извержения грязевых вулканов. Нефтяные залежи и жерла вулканов связаны с одной и той же зоной продольных разрывов. Наличие грязевулканических выбросов свидетельствует о про-

исходящем в прошлом вертикальном перемещении жидкости и газа. Поскольку на Окареме с установленной нефтеносностью нижнего красноцвета залежи прикровельной части красноцветной толщи могут рассматриваться как результат вертикальной миграции по разломам флюидов из нижнекрасноцветных слоев, присутствие сходных залежей в верхнем красноцвете Кеймира, возможно, указывает на значительную нефтеносность нижнего красноцвета этой структуры.

Гидродинамическая обстановка в красноцветной толще, происхождение подземных вод, направление их движения являются объектами разноречивых мнений. Изучение гидродинамического режима представляет собой одно из решающих условий для определения возможности горизонтальной или вертикальной миграции нефти, масштабов миграции по этим направлениям, условий образования и сохранения залежей.

Установлено, что в скважинах, пробуренных на территории Западно-Туркменской впадины, пластовые давления обычно превышают гидростатическое на 10—50% и более. По В. В. Колодню (1967), превышения пластовых давлений над гидростатическими в общем уменьшаются от наиболее прогнутой центральной части впадины к бортам. Причиной этого он считает геостатическую нагрузку и отжатие седиментационной воды из глин. Движение вод происходит от центра впадины к периферии, в направлении снижения геостатической нагрузки.

Однако, согласно данным П. Е. Шувалова (1969), аномально высокие пластовые давления не имеют непрерывного регионального распространения и свойственны преимущественно залежам нефти и газа. Они возникают в тектонически изолированных или достаточно обособленных участках (блоках, структурах) на фоне более низких давлений. Основной причиной их он считает приток флюидов снизу по разломам в проницаемые пласты; в ловушке, где скапливаются флюиды, отжимая пластовую воду, давление должно подниматься.

Если первая из изложенных точек зрения говорит в пользу преобладания боковой миграции флюидов, то вторая точка зрения отрицает возможность сколько-нибудь далекого бокового перемещения их и основную роль в формировании залежей отводит вертикальной миграции.

Для решения спорных вопросов гидрогеологии и гидродинамики подземных вод красноцветной толщи весьма важно было бы иметь данные не только по площадям брахиантиклиналей, но и по более погруженным частям впадины. Такие данные должны поступать в ближайшие годы в связи с намечающимся и частично уже проводимым разбуриванием межструктурных перемычек и прибортовых частей крупных прогибов.

Большую актуальность приобрела в настоящее время задача изучения отложений, подстилающих красноцветную толщу. О них пока еще мало что известно. Между тем выяснение их возраста и строения совершенно необходимо для познания тектоники и истории развития Западно-Туркменской впадины. Данные отложения высокоперспективны как возможные вместилища крупных залежей нефти и газа.

Возраст слоев, вскрываемых в разных случаях под красноцветной толщей, определялся как понтический, миоценовый, палеогеновый и меловой. Достоверность выводов о возрасте значительно снижается из-за широко распространенного в Юго-Западной Туркмении явления переотложения микрофауны во вновь образующиеся осадки в результате размыва более древних слоев. В 1966—1968 гг. скважинами пройдены палеогеновые и меловые отложения на Сыртлали и Боя-Даге. Подкрасноцветные образования характеризуются сложной тектоникой, вследствие чего на разных участках к подошве красноцветной толщи оказываются приближенными разновозрастные слои.

Мезозойские отложения являются высокоперспективным комплексом в отношении возможной нефтегазоносности. Активные газопроявле-

ния отмечены в меловых отложениях на структурах Изат-Кули, Рустам-Кала, Западный Аладаг, Зирик. Интерес к мезозойским отложениям в настоящее время значительно повышается в связи с вскрытием их на сравнительно небольшой глубине в пределах структур, где они ранее предполагались глубоко погруженными. Более неясным остается вопрос о литичности, глубине залегания и распространении пористо-проницаемых или трещиноватых коллекторских толщ в мезозое. С целью изучения мезозойских коллекторов Западно-Туркменской впадины необходимо пробурить глубокие поисковые скважины на наиболее приподнятых структурах Аладаг-Мессеррианской, Гограньдаг-Окаремской и Прибалханской зон. Для выбора мест заложения скважин в указанных зонах следует провести дополнительные геофизические исследования с целью получения достаточной информации о глубоких горизонтах мезозойских и кайнозойских отложений.

По ранее проведенным работам (Эсенов, Бекмурадов и др., 1968) были признаны перспективными на нефть и газ все закрытые структуры с наличием крупных тектонических нарушений; рекомендовались поиски этих структур геофизическими методами по обоим бортам Кызыл-Кумского прогиба, а также разбуривание нижнего и отчасти среднего красноцвета на многих известных структурах Западно-Туркменской впадины.

На основании открытия залежей нефти и газа на площади Бурун В. В. Денисевичем (1969) делается вывод о возможности наличия промышленной нефтегазоносности в пределах межструктурных перемычек и бортов крупных прогибов. Наиболее интересными считаются перемычки Небит-Даг — Монжуклы, Небит-Даг — Котур-Тепе—Барса-Гельмес, перемычки между морскими складками Прибалханской зоны, северный и южный борта Кызылкумского и южный борт Келькорского прогибов.

В целях дальнейшего углубленного познания тектоники Юго-Западной Туркмении необходимо продолжить составление структурных карт по граничным поверхностям входящих в красноцветную толщу подразделений и по подошве красноцвета. Причем, наряду с детальными картами по отдельным складкам, необходимо иметь сводные региональные структурные карты с той или иной степенью генерализации черт тектоники. Эти карты представляют собой построения, достаточно емкие в отношении заложеного в них фактического материала, и служат хорошей наглядной основой для анализа соотношений тектонических элементов и выявления региональных связей между ними. Совокупность карт, выполненных для разных поверхностей раздела внутри красноцвета, отображает изменения структурных форм в разрезе; она же должна позволить осуществлять попытки прогнозирования отдельных элементов строения для сравнительно неполно изученных участков. Сводные структурные карты должны по необходимости носить дежурный характер, т. е. оперативно отражать новые данные бурения и геофизические материалы и позволять своевременно осмысливать в общем плане геологического строения района тектоническую роль вновь обнаруженных элементов или изменений, внесенных в прежние представления о структуре.

Региональные структурные карты могут также отразить в строении сравнительно хорошо изученных приподнятых участков косвенные признаки присутствия или вероятного местоположения крупных разрывных нарушений на погруженных участках.

Среди задач изучения геологического строения Западно-Туркменской впадины первостепенную теоретическую и практическую важность приобретает сейчас выявление и прослеживание крупных разломов большой протяженности, уточнение положения и прослеживание ранее установленных разрывных нарушений. При этом особое внимание следует уделять выявлению и трассировке дизъюнктивов в пределах наиболее по-

груженных частей впадины. Из них самый большой интерес представляет Кызылкумский прогиб, северный борт и подводное продолжение Келькорского прогиба, северная часть Шахманского прогиба — Южно-Баядагская мулда.

Значение изучения разломов определяется их ролью как вероятных крупных экранов и проводящих путей углеводородных флюидов, а также как осевых зон приразломных структур, формирующихся в связи с глубинными нарушениями. При этом имеется в виду, что региональные разломы верхнего этажа служат отражением глубинных зон нарушений.

В целях получения новых материалов к выяснению генезиса и истории развития складок следует продолжить изучение наклонов отражающих сейсмических площадок брахиантиклиналей на различных глубинах с проведением графической систематизации данных и их статистической обработки. Впервые для Юго-Западной Туркмении подобная работа с построениями графиков изменения углов наклона с глубиной по отдельным структурам и тектоническим зонам в целом была проделана С. С. Чамо и Н. Н. Вожжовой (1960). Не исключена возможность, что упоминавшееся уже здесь выполаживание сейсмических площадок с глубиной связано с полной или частичной инверсией структуры подстилающих красноцвет отложений, т. е. с возникновением локальной складки в красноцвете над ранее существовавшей отрицательной формой в подстилающих отложениях.

Нельзя считать утратившими интерес и материалы геологической съемки по поверхности отложений. При проведении разломов на глубине в основном путем интерпретации данных о разрезе необходимо учитывать наблюдаемые и детально прослеживаемые на обнажающихся участках формы соотношений между разрывными нарушениями. Периодическое возвращение к повторному анализу детальных геологических карт может помочь в установлении связи между глубинными и поверхностными нарушениями. Данные геологической съемки о трещинной и разрывной тектонике, характеризующие общую природу деформаций в пределах определенной площади, обычно удается значительно обогатить путем дешифрирования аэроматериалов.

В Прибалханской зоне наибольшие перспективы обнаружения новых залежей нефти и газа связаны с нижним красноцветом погруженных участков, находящихся между крупными, ранее выявленными брахиантиклиналями. Не менее перспективны те же отложения на северном и южном бортах Кызылкумского и южном борту Келькорского прогибов.

На дальних крыльевых и переклиналиных окончаниях складок следует продолжить геофизическими методами поиски структурных ловушек типа установленных на площадях Бурун, Сапи-Каралык, Овал-Товал; нужны также поиски глубоко погруженных структур по бортам прогибов. Своевременной была бы постановка глубокого поискового бурения на структуре Кызыл-Кум с целью выявления возможностей наличия в нижнем красноцвете нефтегазовых скоплений. Большой интерес представляют структуры внутренней части Кызылкумского прогиба — Узун-Ада, Эрдekli, Огурчинская, однако требующиеся для их изучения глубины скважин выходят за достигнутый в районе предел глубины бурения. Площадью с доказанными высокими перспективами нефтегазоносности является морское продолжение Прибалханской зоны.

В Гограндаг-Окаремской зоне залежи нефти и газа содержит в основном нижний красноцвет. С целью вскрытия его на полную мощность и выяснения границ нефтеносного этажа необходимо продолжать бурение глубоких скважин на структурах Гограндаг, Карадашли, Окарем. Для исследования нефтегазоносности нижнего красноцвета структур

Кеймир, Ак-Патлаух, Чикишляр рекомендуется также полностью пересечь эту часть разреза рядом скважины с проектной глубиной 3800—4000 м. Существенное значение имеет продолжение поисков благоприятных структур геофизическими методами в прибрежной части морского акватория непосредственно к западу от Гограньдаг-Окаремской зоны.

Благоприятные геологические условия для образования литологических и стратиграфическим ловушек связаны с северным бортом Кызылкумского прогиба. Здесь имеет место резкий подъем подошвы и кровли красноцветной толщи до выхода пластов красноцвета на дневную поверхность; этот подъем, очевидно, сопряжен с сокращением мощности красноцветных отложений и выклиниванием отдельных литолого-стратиграфических комплексов.

Для выявления и прослеживания протяженных разломов и поисков тесно ассоциирующихся с ними структур необходимо провести в большом объеме и с достаточной детальностью геофизические исследования на территории Кызылкумского и Келькорского прогибов и их подводных продолжений, в прибрежной полосе моря к западу от Гограньдаг-Окаремских структур, в пределах Южно-Боядагской мульды. Выяснение тектонического плана и глубинного строения указанных площадей представляет собой одну из важнейших задач среди тех, которые предстоят в области геологического изучения Юго-Западной Туркмении.

Выводы

1. Анализ проведенных в районе работ показывает, что первостепенную теоретическую и практическую важность приобретает сейчас выявление и прослеживание крупных разломов большой протяженности, особенно в пределах относительно погруженных участков Западно-Туркменской впадины.

2. К зонам тектонического экранирования приурочены залежи нефти и газа и аномально высокие пластовые давления. Грязевые вулканы рассматриваются как один из поисковых признаков наличия нефтегазовых скоплений.

3. Необходимо составление серии региональных структурных карт и постоянное их обновление с целью правильной и своевременной оценки геологического и поискового значения вновь поступающих данных о тектонике исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА*

1. Годи Ю. Н. Глубинное геологическое строение Туркмении и его изучение геофизическими методами. Автореф. дисс., 1959.
2. Денисевич В. В. Перспективы открытия новых крупных нефтяных и газовых месторождений в Западной Туркмении. «Геология нефти и газа», № 8, 1969.
3. Колодий В. В. Гидрогеологические условия нефтегазонакопления в восточной части Южно-Каспийской области прогибания. Генезис нефти и газа. «Недра», 1967.
4. Кузьмин А. А. Нефтегазоносные свиты плиоцена Юго-Западной Туркмении и роль дизъюнктивных нарушений в формировании и разрушении залежей нефти и газа. Автореф. дисс., 1967.
5. Маркова Л. А. Стратиграфия плиоценовых отложений нефтяных районов Западной Туркмении. Ашхабад, Изд. АН ТССР, 1962.
6. Хариков Б. А. Геофизическая характеристика структуры земной коры Юго-Западной Туркмении. Методы и результаты геофизических исследований. «Недра», 1969.
7. Шувалов П. Е. Геологические условия возникновения аномально высоких пластовых давлений в месторождениях нефти и газа Юго-Западной Туркмении. Автореф. дисс., 1969.
8. Эсенев М. Э., Бекмуратов Н. и др. Закономерности размещения залежей нефти и газа в Юго-Западной Туркмении. М., «Недра», 1970.

* Приводится часть основных работ по региону.

Н. С. ЦЕПЕЛЕВ, И. МЕЛЕДЖАЕВ

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПЕРЕКРЫТИЙ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Известно, что непроницаемое перекрытие коллекторов является одной из составных и неотъемлемых элементов природного резервуара нефти, газа, воды. При формировании и сохранении залежи оно имеет не меньшее значение, чем коллекторские свойства вмещающих пород.

В роли перекрытий наиболее часто выступают глинистые породы, различные по мощности, своим структурно-текстурным признакам, физико-химическим свойствам, минеральному составу и составу поглощенного комплекса некоторых катионов (Ca, Mg, Na, K).

Существует вполне определенное мнение о количественной зависимости захороненных флюидов от мощности (7, 10) глинистых перекрытий. Аналогичные заключения сделаны рядом исследователей также по месторождениям Юго-Западной Туркмении. При этом влияние мощностей перекрытий на размеры залежей признается безусловным и рассматривается или в относительном сравнении их величин на различных месторождениях (1, 4, 6), или в относительном сравнении мощностей перекрытий и вмещающих пород на отдельно взятых месторождениях (8).

Определенное мнение существует также относительно влияния минерального состава и физико-химических особенностей глинистых перекрытий на размеры залежей (9, 11). Однако эти и другие признаки, определяющие не менее существенную, чем мощность, качественную сторону перекрытий, рассмотрены на месторождениях Юго-Западной Туркмении весьма недостаточно, вскользь, а отдельные стороны совершенно не затронуты.

В данной статье освещаются некоторые результаты исследования состава глинистых пород и глинистых минералов, состава обменного комплекса и выводы по ним.

Рентгено-структурный анализ минералов глинистых фракций <0,01 мм выполнен на дифрактометре УРС 50ИМ (излучение $FaK\alpha$ 6 ма, 40 кв.). Изучение более дисперсных фракций не проводилось ввиду ограничения техническими возможностями и временем. Препараты ориентированных глинистых частиц изготовлялись с определенной толщиной их слоя по составленной нами методике.

Оценивая действительную и потенциальную относительно углеводородов экранирующую роль глинистых пластов, мы оперируем информацией ограниченного, к сожалению, числа определений отдельных их параметров. По существу обсуждаются результаты анализов 51—57 образцов горных пород, неравномерно отобранных со всей площади и по 3-километровому разрезу отложений Юго-Западной Туркмении. Сущест-

Таблица 1

Состав поглощенного комплекса и глинистых минералов

№№ п/п	№ скв.	Интервал, м	Поглощенный комплекс на 100 г породы, мг/экв					Глинистые минералы фракций < 0,01		
			Ca	Mg	Na	K	сумма	основные	второстепенные	примесь
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Челекен										
1	10	441—448	5,91	0,9	5,7	1,0	13,5	СГ, Г	—	X
2	54	2164—2169	3,9	0,3	6,1	1,0	11,3	СГ	Г	X, M(?)
3	356	2046—2052	2,5	—	8,3	1,0	11,8	СГ, Г	X	—
4	33	2068—2072	3,5	0,3	7,4	1,0	12,2	СГ, Г	X	—
5	503	1683—1687	3,2	0,14	8,3	1,0	12,6	Г, СГ	X	—
6	533	2634—2640	2,5	—	8,3	1,0	11,8	Г	СГ, X	—
Котур-Тепе										
7	61	1147—1152	3,8	0,7	2,1	0,5	7,1	—	—	—
8	310	2258—2263	7,0	1,2	7,0	1,0	16,2	Г	X, СГ	—
9	50	1691—1697	6,2	0,9	6,5	0,5	14,1	—	—	—
10	96	3155—3160	2,1	0,6	10,4	1,3	14,4	СГ, Г	—	X
11	202	2763—2767	1,2	—	0,9	0,5	2,6	СГ	X, Г	—
12	22	2031—2036	7,6	1,4	11,3	1,3	21,6	Г	СГ	X, M(?)
13	212	2560—2565	4,2	0,87	3,9	1,0	9,97	Г	СГ, X	—
14	100	3066—3071	2,2	0,37	6,5	0,8	9,77	СГ	Г	X, M(?)
15	87	3053—3058	2,92	1,47	12,0	1,54	17,93	СГ, Г	X	—
16	87	3142—3147	1,0	—	0,9	0,3	2,2	СГ, Г	X	Ц
17	83	3202—3209	1,82	0,16	4,3	0,8	7,1	—	—	—
Барса-Гельмес										
18	15	1682—1687	5,7	1,5	1,7	0,5	9,5	Г, X	СГ	—
19	9	2145—2150	6,02	1,23	2,6	0,8	10,65	Г	X, СГ	—
Кум-Даг										
20	3	202—207	3,3	0,6	2,2	1,3	7,4	Г	X	СГ
21	1	306—312	4,9	1,0	2,2	0,8	8,9	Г	X, СГ	—
22	46	1205—1209	1,2	0,3	1,3	0,5	3,3	Г	X, СГ	—
23	168	852—856	4,7	1,1	4,3	0,8	10,9	Г	X	СГ
24	173	1156—1161	3,8	1,2	5,7	0,8	11,7	Г	X	СГ
25	171	1570—1580	5,2	1,2	4,3	1,0	11,7	СГ, Г	X	—
26	58	1615—1620	3,2	0,6	4,8	1,8	10,4	Г	СГ, X	—
Кизыл-Кум										
27	208	1405—1415	7,45	1,05	4,8	0,5	13,8	СГ, Г	X	—
28	212	1417—1422	5,3	1,37	2,1	0,8	9,6	Г	X, СГ	—
29	213	1435—1440	4,65	0,83	1,7	0,8	8,0	Г	СГ, X	—
30	220	1445—1454	3,64	0,53	1,7	0,5	5,9	Г	X, СГ	—
31	208	1585—1595	4,85	1,14	2,1	0,2	8,3	Г	X	СГ
32	212	1599—1604	4,08	0,79	1,7	0,5	7,1	Г	X	СГ
33	206	1656—1661	4,0	0,37	1,7	0,2	6,27	Г	X, СГ	—
34	220	1835—1840	3,68	0,48	1,3	0,5	5,24	Г	X, СГ	—
35	209	1896—1901	3,72	0,56	2,6	0,5	7,38	Г	X	СГ
36	212	1898—1905	4,73	0,65	1,7	0,8	7,9	Г	X	СГ
Камышлджа										
37	18	2621—2626	1,71	0,07	4,3	0,8	6,88	Г	СГ, X	—
38	19	2910—2915	5,53	0,23	7,4	1,3	11,46	Г, СГ	—	X
39	20	3127—3132	3,6	—	2,2	1,0	6,8	Г, СГ	—	X

№№ п/п	№ скв.	Интервал, м	Поглощенный комплекс на 100 г породы, мг/экв					Глинистые минералы фракций < 0,01		
			Ca	Mg	Na	K	сумма	основные	второстепенные	примесь
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Окарем										
40	10	800—805	5,14	0,76	3,0	0,02	8,92	Г	СГ, X	—
41	35	875—880	3,12	0,47	7,4	0,04	11,0	Г	СГ, X	—
42	15	1126—1133	6,5	1,66	3,5	0,05	11,7	Г, СГ	X	—
43	3	2505—2510	2,73	0,45	8,7	0,04	11,9	Г, СГ	—	X, M/?/
44	9	2660—2665	3,43	0,45	8,7	0,05	12,6	Г, СГ	—	X
45	1	2660—2665	3,58	0,5	5,7	0,03	9,8	M, Г	СГ	X
46	10	2655—2660	4,43	0,65	10,9	0,05	16,0	Г	СГ	X
47	51	2629—2632	1,81	0,18	3,5	0,02	5,5	Г, СГ	—	X, M/?/
48	51	2660—2664	1,31	—	0,9	0,01	2,2/?/	MГ	СГ	X
49	2	2655—2660	2,0	0,17	5,7	0,03	7,9	Г, СГ	M	X
50	13	3455—3460	2,1	0,18	6,1	0,02	8,4	Г, СГ	—	X

Кеймир

51	8	850—855	10,4	1,2	3,0	0,8	15,4	Г	СГ, X	—
52	8	1179—1190	16,07	6,8	7,4	0,8	31,07	Г, СГ	X	—
53	8	1255—1261	12,29	2,45	8,2	1,0	23,9	СГ, Г	X	—

Г — гидрослюды; СГ — смешанослойные образования, М — монтмориллонит, X — хлориты, ц — цеолиты.

венно сказывается на выводах также недостаточная обеспеченность каротажным материалом.

В числе обсуждаемых факторов рассматриваются мощности, структурно-текстурные признаки, карбонатность, гранулометрические показатели, минеральный состав глинистой составляющей, емкость и состав поглощенных катионов. Все эти факторы являются прямыми признаками оценки экранирующей роли глинистых отложений относительно воды; по отношению к нефти они рассматриваются в переносном значении.

Крайние пределы мощностей глинистых пластов составляют 5—100 м, наиболее часто встречающиеся мощности укладываются в пределы 20—60 м. На распределение суммарных мощностей глинистых пластов в разрезе и на площади существует точка зрения ряда исследователей. В частности, Л. Я. Шварц (8) указывает, что «...нефтяные залежи приурочены к тем частям разреза, где глинистость превышает 20—25%»... Он же на примере разреза Кум-Дага указывает на прямую зависимость контура нефтеносности от мощности глинистых перекрытий. Так, в верхней части разреза красноцветной толщи от горизонта II до горизонта V наблюдается постепенное уменьшение контура нефтеносности, сопровождаемое одновременным уменьшением мощности глинистых перекрытий от 70—100 м до 10—20 м. Можно допустить, что при прочих равных условиях минимальная мощность перекрытия, способная удержать скопления нефти в коллекторах красноцветной толщи, составит около 15 м. Но если рассматривать отдельно взятые пласты вне связи их с вышележащими, то мощность перекрытия составит 100 и более метров при условии хорошей выдержанности ее по простиранию.

Учитывая сказанное, надо признать, что существующие мощности глинистых перекрытий в преобладающей части разреза красноцветной толщи далеко недостаточны для удержания скоплений флюидов. Исключение составляют районы Кызыл-Кума и Кум-Дага, где мощности от-

дельных глинистых пластов в отложениях среднего и верхнего плиоцена достигают 100 и более метров.

Вообще-то говоря, если судить по характеру кривой ПС, в средне- и верхнеплиоценовых разрезах Юго-Западной Туркмении пласты чистых глин массивной сложенности и большой мощности отсутствуют. Пласты представляют собой переслаивание глинистых слоев различной песчаности с алевритовыми. Структура алевропелитовая, микротекстура горизонтально-слоистая, чаще прерывистая, реже — сплошная. Значительно распространена микролинзовидная и очень редко встречается ориентированная (верхнеакчагыльский разрез Кызыл-Кума). Указанные текстуры отражают высокую скорость накопления осадков, когда осаждающиеся частицы не могли плотно упаковываться, и поэтому пористость таких осадков остается сравнительно высокой. Отсюда ясно, что структурно-текстурные признаки в основном неблагоприятны для водо-, нефте- и особенно газопоров, за исключением района Кызыл-Кума (верхний акчагыл).

Карбонатность в глинах, как и в песчано-алевоитовых породах, в основном является результатом примеси обломочного карбонатного материала и при подчиненном значении относительно глинистой составляющей никакой роли в уплотнении глинистых пород не играет. Это видно по поведению кривой зависимости пористости (рис. 1) глинистых алевролитов (близких по структуре к алевритовым глинам) от глубины залегания: наблюдается плавное уменьшение открытой пористости с 13% на глубине 900 м до 7% на глубине 3300 м. Совершенно параллельное смещение в сторону больших значений пористости занимает кривая, построенная по вычисленным значениям абсолютной пористости. Карбонатность всех образцов выше 20%. Параллельность же кривых открытой и теоретической пористостей указывает на их изменение только за счет уплотнения глинистой части пород.

Вообще же роль карбонатного материала в зависимости от типа пород, соотношения в них глинистой и карбонатной частей и физико-химического состояния (обломочного или кристаллически-сливного) последней различная.

На кривых зависимостей тех же

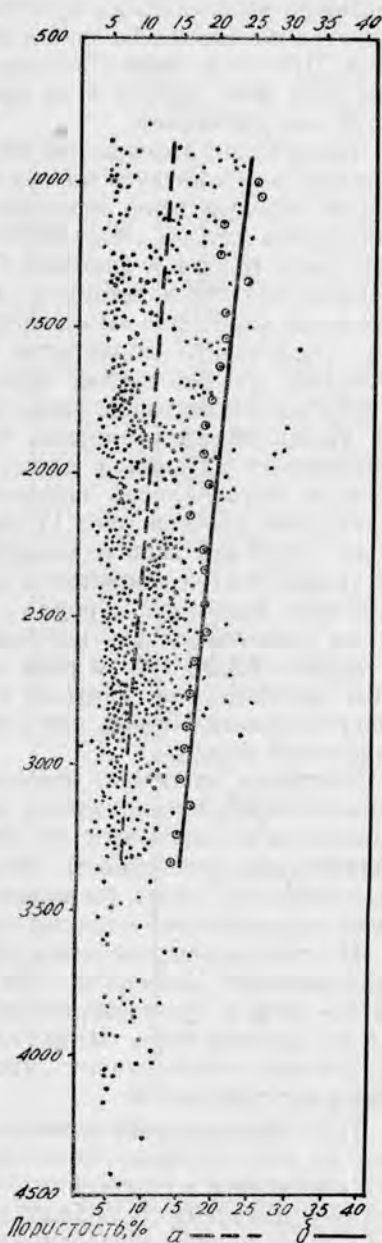


Рис. 1. Зависимость открытой и абсолютной пористости глинистых алевролитов от глубины залегания (средний и верхний плиоцен Юго-Западной Туркмении). Пористость: а — открытая, б — абсолютная (вычисленная).

параметров в рыхлых (песках, алевритах) породах (рис. 2) в интервале глубин 1000—2500 м, как и в глинах, наблюдается плавное уменьшение открытой пористости (заметное различие в градиентах—1, или 4,5% на 1000 м—зависит от количественного содержания глинистой части). В интервале 2500—3300 м открытая пористость резко понижается с градиентом 8—10% на 1000 м. Это объясняется резким изменением качественного состояния карбонатного материала, переходящего из обломочно-рассеянного в кристаллически-сливное, в результате чего повышается плотность, но понижается открытая гранулярная пористость пород. При этом общее содержание карбонатного материала не превышает 20% веса породы и не превышает весовой доли содержания глинистой составляющей.

На кривых зависимостей плотных песчаных пород (рис. 3), когда содержание карбонатного материала превышает 20% и оно равно или превышает весовую долю тонкодисперсного глинистого материала породы, в интервале глубин 1000—2500 м не наблюдается никаких изменений пористости (6,5%); с глубины 2500 и до 3300 м (в том же интервале повышения плотности песков и алевритов за счет физико-химического изменения карбонатного материала) заметен резкий разброс точек в сторону увеличения пористости с градиентом примерно 4%/1000 м. Последнее, на наш взгляд, обусловлено преобладающим влиянием трещиноватых коллекторов, свойственных плотным породам типа известняков. Трещиноватость плотных в основном за счет перекристаллизации карбонатного материала пород проявляется и в менее погруженных горизонтах, обуславливая высокую пористость отдельных, в том числе и глинистых пластов (рис. 1), но устойчивое ее влияние начинает сказываться с глубины 2600 м. Говорить о нижнем глубинном пределе развития трещиноватой пористости весьма трудно. Безусловно, приращение пористости в плотных породах с глубиной не бесконечно. Во всяком случае, по имеющимся фактическим данным, несомненно, что в песчаниках на глубине 2600—3300 м роль коллекторов выполняют в основном трещины. Карбонатные глины на этих глубинах, по-видимому, теряют свои свойства флюидоупоров, они стабилизируются и ведут себя как любой тип плотной породы.

Учитывая подобную особенность поведения глинистых пород, связанных с перекристаллизацией карбонатного материала и последующим изменением их плотности на рубеже 2500 м, надо признать, что другие признаки, как дисперсность, минеральный состав глин, емкость поглощения и мощность слоев, по-видимому, ниже указанной глубины залегания имеют ограниченное влияние на качественное состояние перекрытий.

По гранулометрическому составу глины относятся преимущественно к алевритовым разновидностям с содержанием тонкодисперсных фракций 14—28% и крупнодисперсных — 15—45%. Среди проанализированных, по крайней мере, чистых глин, даже крупнодисперсных, не встречено. Поэтому можно сказать, что дисперсность глин не отвечает высоким качествам перекрытий.

При общем сравнительном обозрении содержания таблицы 1 обращает на себя внимание довольно отчетливое различие в составе глинистых минералов в отложениях, с одной стороны, среднего, с другой — верхнего плиоцена. В первых преобладающими являются гидрослюды и смешанослойные образования типа гидрослюда—монтмориллонит, во вторых — только гидрослюда, иногда совместно с хлоритом. Смешанослойные образования на некоторых площадях (Челекен — верхний отдел красноцветной толщи, Котур-тепе — средний и нижний отделы, Окарем — нижний отделы НК₁, НК₂) выделяются высоким содержанием набухающих пакетов (50—70%) вплоть до образования чистого монтмориллонита. Наличие в глинах смешанослойного типа монтморилло-

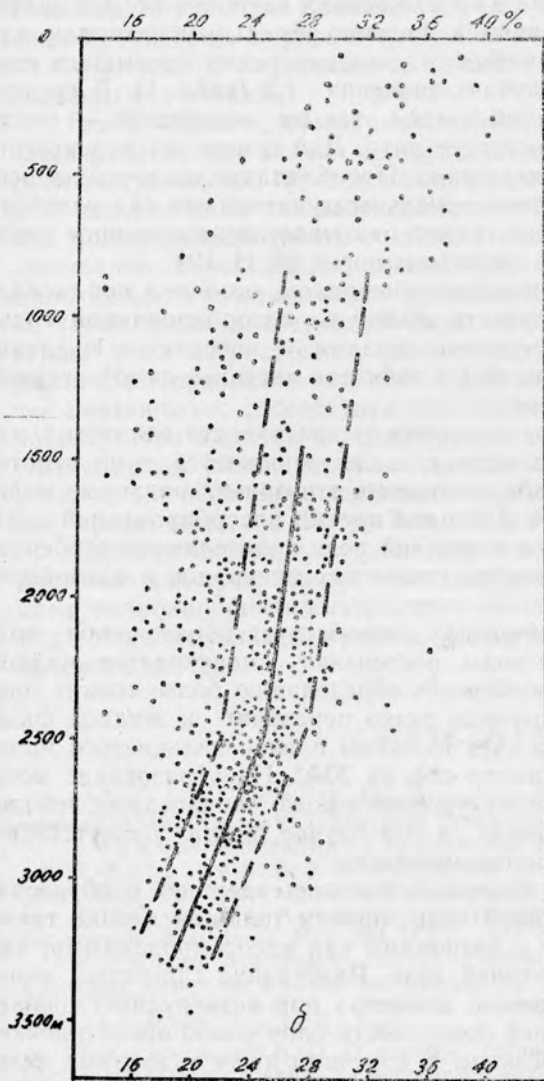


Рис. 2. Зависимость открытой пористости песков от глубины залегания (средний и верхний плиоцен Юго-Западной Туркмении)

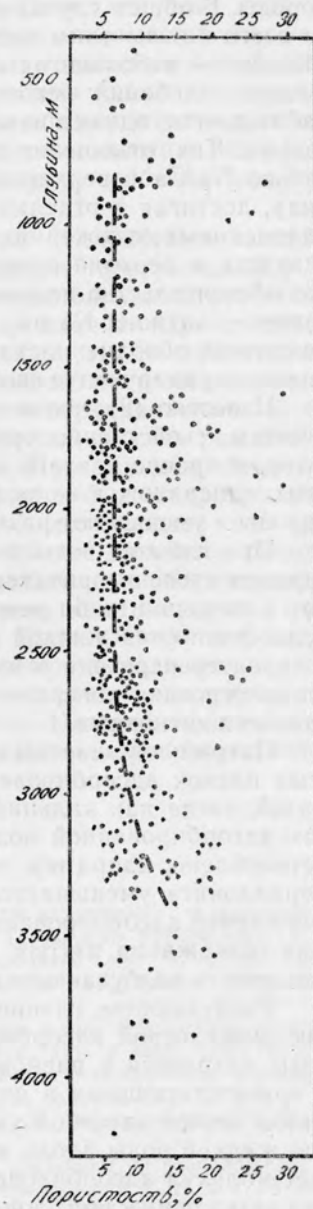


Рис. 3. Зависимость открытой пористости песчаников и глинистых песчаников от глубины залегания (средний и верхний плиоцен Юго-Западной Туркмении).

нит — гидрослюда и особенно чистого монтмориллонита является исключительно благоприятным и положительным признаком для перекрытий и столь же неблагоприятным фактором для пород-коллекторов.

Емкость поглощения в глинах изменяется от 3 до 22 мг/экв на 100 г породы. В общем случае данные пределы емкости отвечают глинам прежде всего с невысоким содержанием тонкодисперсных фракций, а в последних — небольшому содержанию высокосорбирующих минералов. Резких колебаний емкости поглощения в разновозрастных породах не наблюдается, однако изменения в соотношениях катионов весьма значительны. Так отношение щелочных к щелочно-земельным катионам или только Na/Ca в верхнеплиоценовых отложениях редко превышает единицу, достигая в отдельных случаях значения 1,3 (табл. 1). В среднеплиоценовых отложениях нижний предел тех же отношений — около единицы, а верхний предел достигает пяти. Для глинистых перекрытий это обстоятельство весьма существенно. Преобладание щелочных и особенно — катиона Na над щелочно-земельными катионами при условиях различной обводненности и фильтрации оказывает неравноценное влияние на экранирующие свойства глинистых пород (9, 11, 12).

Известно (2), что всем глинистым минералам, особенно монтмориллонитам, свойственно ориентировать молекулы адсорбированной воды, которая прочно связана водородными связями с поверхностью глинистых минералов, а ее молекулы ведут себя как частицы самой горной породы и уменьшают размер пор.

При избытке воды по мере удаления от поверхности глинистых минералов степень ориентировки молекул воды понижается, и на некотором расстоянии либо резко, либо постепенно эти ориентированные молекулы сменяются жидкой водой. Толщина пленки адсорбированной воды и характер перехода этого слоя к жидкой воде определяются особенностями строения поверхности чешуек глинистых минералов и адсорбированными катионами.

Натрий в умеренных количествах способствует образованию толстых пленок адсорбированной воды, постепенно сменяющихся жидкой фазой, тогда как кальций способствует образованию более тонких пленок адсорбированной воды, которые резко переходят к жидкой фазе. Установлено, например, что за счет толщины пленки кальциевого монтмориллонита уменьшается диаметр пор на 30Å . На образование мощной пленки адсорбированных молекул воды сильно влияют даже небольшие содержания натрия, особенно в том случае, когда присутствуют в основном разбухающие глинистые минералы.

Разбухающие глинистые минералы имеют тенденцию к образованию межслоевой адсорбированной воды, причем толщина пленки такой воды находится в равновесии с катионами как адсорбированными, так и присутствующими в окружающей воде. Разбухание глинистых минералов влечет за собой уменьшение диаметра пор и затрудняет движение жидкой воды вдоль внешней поверхности слоя слабо ориентированных молекул адсорбированной воды. В конечном итоге указанные явления резко понижают проницаемость породы.

Проницаемость пород изменяется также за счет диспергирующего или коагулирующего воздействия обменного катиона натрия.

Все сказанное выше справедливо в том случае, когда не нарушается равновесие адсорбированных и растворенных катионов. При наличии фильтрации вод и в зависимости от их типа закономерны оба конечных результата: пресные воды, понижая концентрацию Na, вызывают диспергацию и вынос глинистых частиц, повышая проницаемость; соленые воды, повышая концентрацию Na и Ca, вызывают коагуляцию глинистых частиц, закупоривая поры.

При недостатке воды основное влияние на толщину глинистой плен-

ки оказывает валентность адсорбированных катионов. Вода будет удерживаться на поверхности глинистых частиц адсорбированными катионами толщиной в один, два, три и, как предполагается (2), до 10 молекулярных слоев воды, причем тем прочнее, чем выше валентность сорбирующего катиона.

В свете изложенного по соотношениям Na/Ca в глинистых перекрытиях отложения среднего плиоцена выгодно отличаются от таковых верхнего плиоцена. Внутри первых наиболее высокие значения коэффициента характерны для нижнего отдела красноцветной толщи площадей — Челекена, Котур-Тепе, Камышлджа, Окарема и для верхнего отдела площади Котур-Тепе. Внутри вторых наиболее высокие значения коэффициента отличаются на площадях Кум-Даг и Окарем, особенно для акчагыльских отложений.

Таким образом, суммарная мощность глин (глинистость) какой-то части разреза еще далеко не критерий для оценки перекрытия. Для высокого качества его гораздо важнее наличие пластов глин пусть небольшой мощности, но смешанослойного монтмориллонит-гидрослюдистого или монтмориллонитового состава и выдержанность на значительном расстоянии. Разобщенные пласты глин небольшой мощности гидрослюдисто-хлорито-каолинитового состава, плохо отсортированные, особенно характерные для средней части красноцветной толщи, реально не играют роли ни покровышек, ни флюидоупоров. Поэтому пластовые воды различных горизонтов этой части разреза должны быть гидродинамически связанными, способствуя проникновению углеводородов вверх по разрезу. При наличии в верхах разреза перекрытий хорошего качества углеводороды скапливаются в ловушках. Аналогичные благоприятные условия для верхнекрасноцветной части разреза надо ожидать в районах, прилегающих к Котур-Тепе, Кум-Дагу, Кызыл-Куму и Окарему.

Для нижнего отдела красноцветной толщи кроме наличия покровышек хорошего качества важное значение имело промывание коллекторов водами гидрокарбонатно-натриевого состава (3). Поэтому наличие таких вод в пластах является прямым указанием на их коллекторские свойства высокого класса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аширмамедов М. Некоторые особенности размещения и формирования залежей нефти и газа в Юго-Западной Туркмении. Тр. Туркм. фил. ВНИИ, вып. IX, 1967.
2. Грим Р. Минералогия и практическое использование глин. М., «Мир», 1967.
3. Колодий В. В. К характеристике пластовых вод нефтяного месторождения Котур-Тепе. Тр. Туркм. фил. ВНИИ; вып. 11, 1962.
4. Кузьмин А. А. Формирование залежей нефти и газа в Западной Туркмении (на примере Кум-Дага). Изд. АН ТССР, сер. физ. тех., хим. и геол. наук, № 1, 1968.
5. Методика определения состава обменных катионов и компонентов карбонатных и окисных минералов в глинистых породах. Тр. НИИГА, том 119, вып. 2, 1961.
6. Строганов В. А. Основные закономерности нефтегазоносности Прибалхана. Тр. КЮГЭ, вып. 8. М., 1962.
7. Строганов В. П. О влиянии глинистой покровышки на расположение контактов газ-вода и газ-нефть на многосластовых месторождениях. Г. Н. и Г. № 1, 1969.
8. Труды Туркменского филиала ВНИИ, вып. VII, 1965.
9. Ушатинский И. Н., Цепелев Н. С., Гаврилова Л. М. О минералогии и физико-химических особенностях глинистых покровышек и цемента коллекторов нефтяных месторождений в Западной Сибири. Г. Н. и Г. № 10, 1969.
10. Филиппов Б. В. Непроницаемость перекрытий коллекторов как фактор формирования нефтяных и газовых залежей. Автореферат диссертации, 1964.
11. Шаббаева Е. А., Чулкова В. В. Минералогия и физико-химические особенности глинистых покровышек над продуктивными горизонтами мезозоя Бухаро-Хивинской области. Г. Н. и Г. № 9, 1966.
12. Шаврыгин П. И. Физические свойства почв в зависимости от состава поглощенных катионов. Тр. Почвенного ин-та им. Докучаева, том. XIII. М., АН СССР, 1936.

Ч. М. ПАЙТЫКОВ, Ч. Б. ОБЕЗОВ, А. АРТЫКОВ

О ГЕНЕЗИСЕ НЕФТЕЙ И ГАЗОВ ГАУРДАКСКОЙ И КАРАБИЛЬСКОЙ СВИТ МУРГАБСКОЙ ВПАДИНЫ

Промышленная газоносность Мургабской впадины связана с неокомскими отложениями. Однако интенсивные нефтегазопроявления наблюдались при прохождении 60—70-метровой карбонатной пачки, венчающей разрез эвапоритовых образований (Шарапли, Байрам-Али и др.) и внутрисолевых доломитов гаурдаксской свиты (Кели, Южн. Иолотань).

Вопрос образования залежей газа в карабильской свите неокомского подотдела в Мары-Байрамалийском районе Мургабской впадины является дискуссионным.

Наличие в солях Байрамалийского района песчаных прослоев, разгазирование глинистого раствора при проходке скважин, обнаружение в трещинах солей пузырьков газа, а также некоторые другие соображения позволили ряду исследователей (2,5) высказать мнение о проницаемости хомогенных пород в данном районе.

Однако другие исследователи (3, 6, 7) отрицают вертикальную миграцию углеводородов сквозь мощную толщу солей и связывают образование залежей с нижнемеловыми отложениями. Решение вопроса о природе залежей газа в нижнемеловых отложениях Мары-Байрамалийского района имеет не только научное, но и важное практическое значение. Если углеводороды генерировались в нижне-меловых отложениях, то фронт поисково-разведочных работ намного расширяется, так как последние имеют широкое развитие в пределах Мургабской впадины.

В противном же случае нижнемеловые отложения могут быть перспективными лишь в зонах, где разрезы гаурдаксской свиты идентичны Мары-Байрамалийскому. Фронт поисково-разведочных работ в этом случае намного сужается и осложняется поиском зон, идентичных Мары-Байрамалийскому.

Характер изменения мощностей гаурдаксской свиты широко известен. Именно к Мары-Байрамалийскому району Мургабской впадины приурочены максимальные ее мощности (более 870 м). В бортовых частях Мургабской и Амударьинской впадин происходит постепенное замещение каменной соли гипсами и ангидритами, а затем и полное выклинивание эвапоритовых пород. С целью суждения о экранирующих свойствах отложений гаурдаксской свиты Ю. В. Самсоновым (1969) подсчитано процентное содержание практически непроницаемых разностей эвапоритовых образований в ее разрезе на ряде локальных поднятий. В результате этого было установлено, что процентное содержание их увеличивается в южном и юго-западном направлении. Следует также отметить, что в нижней части байрамалийского разреза (скв. № 9, 11, 12) гаурдаксской свиты четко выделяются монолитные пачки солей мощностью до 50—80 и более метров. Учитывая, что даже при небольшой мощ-

ности (20—40 м) соли являются хорошими покрывками для залежей газа (Даяхатын, Кульбешкак, Ташлы и др.), трудно допустить возможность вертикальной миграции углеводородов через мощную соляную толщу в рассматриваемом районе.

На крупнейших месторождениях мира соленосные отложения также являются надежными покрывками. Так, месторождение Пенхендл является одним из самых крупных газовых месторождений США, а вместе с месторождением Хьюгтон, с которым оно сливается, представляет собой одну из крупнейших зон газонакопления на земном шаре с запасами около 2 триллионов кубометров. При этом замечательной покрывкой, сохраняющей газовую залежь, являются ангидриты, имеющие здесь мощность 70—100 м.

На крупнейшем газоконденсатном месторождении Хасси-Р Мейль (Алжир, запасы газа 980 млрд. м³ и конденсата 150 млн. тонн) благоприятной особенностью условий залегания газоносных горизонтов является перекрытие их мощной (до 300 м) толщей (покрывкой) солено-глинистых отложений.

На Шебелинском месторождении (запасы газа 390 млрд. м³) благоприятным фактором образования и сохранения здесь крупных скоплений газа является наличие над газонасыщенными отложениями мощной (до 500—700 м) толщей гидрхимических отложений, представленной каменной солью, расслоенной ангидритами, гипсами, аргиллитами, алевролитами и реже доломитами, известняками, песчаниками. Перечень таких примеров можно было бы продолжить.

Значительную мощность в пределах Мургабской впадины имеют также глинистые образования, слагающие нижнюю часть карабийской свиты неокома. Мощность глинистой толщи составляет на Шехетлинской и Южно-Иолотанской структурах соответственно 107 и 117 м, а на Байрамали, Кели и др. она достигает 160 м. В сторону Амударьинской впадины мощность их уменьшается (Самантепе — 67 м, Фараб — до 46 м). Эти глины, имеющие гидрослюдистый состав, также могут служить хорошим экраном для углеводородов.

В пределах Мары-Байрамалийского района, как указывалось выше, нефтегазопроявления наблюдались в известняках, венчающих гаурдакскую свиту (Шарапли, Байрам-Али и др.). Газы, как правило, тяжелые, содержание гомологов метана достигает 32%.

На Шараплинской структуре из этих известняков в процессе бурения скв. № 1 из интервала 2678—2738 м был получен небольшой приток воды с нефтью дебитом 1,2 м³/сутки.

В составе метановой части этой нефти 58% составляют углеводороды нормального строения. Среди углеводородов C₆ и C₇ преобладают нормальные соединения (соответственно их в 2 и 1,1 раза больше, чем изомеров). Отношение нормального октана к его изомерам составляет 0,97. Общие содержания углеводородов C₆, C₈ относятся как 1:0,8:0,8. В группе нафтеновых углеводородов несколько преобладают циклопентановые ($\frac{\Sigma \text{ПГ}}{\Sigma \text{ЦП}} = 0,7$). Относительные содержания метилциклогексана и суммы циклопентановых состава C₇H₁₄ составляют 64 и 36%, а ароматических этилбензола и суммы ксилолов — 26 и 74% (6).

Нефтегазопроявления в процессе бурения были также получены из нижележащих внутрисолевых отложений.

На структуре Кели с глубины 3147 м (162 м, ниже кровли гаурдакской свиты) был получен приток воды с незначительным содержанием нефти.

В составе метановой части ее 56% составляют углеводороды нормального строения. Среди углеводородов C₆, C₇ и C₈ концентрация гексана, гептана и октана в 1,8—1,4 раза больше, чем содержания их изо-

меров. Общие содержания углеводородов состава C_6 , C_7 и C_8 в нефти Келийского месторождения относятся между собой как 1 : 1,8 : 2,2. Среди нафтеновых отношение циклогексановых к циклопентановым углеводородам составляет 2,5. Относительные содержания метилциклогексана и суммы циклопентана равны соответственно 64 и 36%, а этилбензола и суммы ксилолов — 24 и 76%.

На Южно-Июлотанском месторождении с глубины 3500 м (86 м ниже кровли солей) был получен приток нефти дебитом 12 т/сут.

В составе метановой части до 65% приходится на углеводороды нормального строения. Среди углеводородов C_6 , C_7 и C_8 концентрация нормальных соединений в 1,5—2,0 раза выше количества их изомеров. Общие содержания этих углеводородов относятся как 1 : 1,1 : 1,4. В нафтеновой части несколько преобладают циклогексаны ($\frac{\sum ЦГ}{\sum ЦП} = 1,4$). Относительные содержания метилциклогексана и суммы циклопентана составляют 62 и 36%, а этилбензола и суммы ксилолов 71 и 29% (6).

Вышеприведенные материалы показывают, что нефти внутрисолевых терригенных и надсолевых карбонатных пород близки по составу, вплоть до схождения в распределении и соотношениях индивидуальных углеводородов. Это свидетельствует об их генетическом родстве. В то же время флюиды гаурдакской свиты по индивидуальному углеводородному составу резко отличаются от нефтей и конденсатов подсолевых отложений Амударьинской впадины. Особенно это различие наблюдается по относительному содержанию этилбензола и суммы ксилолов (таблица № 1). Эти данные не позволяют связывать их образование с подсолевыми накоплениями.

Таблица 1

Относительное содержание этилбензола и суммы ксилолов в нефтях и конденсатах верхнеюрских отложений Амударьинской и Мургабской нефтегазоносных областей (по В. С. Саркисяну, 1969).

Месторождение	Амударьинская впадина					Мургабская впадина		
	Фараб		Сакар	Саман-Тепе		Юж. Июлотань	Кели	Шарапли
	Келловой-оксфорд					Кимеридж-титон		
	конд.	нефть	конд.	нефть	конд.	нефть	нефть	нефть
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ксилолов	93	94	92	95	95	29	24	26
Этилбензол	7	6	8	5	5	71	76	74
Сумма C_8H_{10}	100	100	100	100	100	100	100	100

Этому не противоречат и данные по изотопному составу нефтей и вмещающих их пород гаурдакской свиты (табл. № 2, 3).

Таблица 2

Изотопный состав серы ангидритов и соли гаурдакской свиты Мургабской впадины

Месторождение	№ скв.	Глубина в м	Литология	S_{34} в %
Шарапли	№ 5	3102—3107	мергель с солью	$\pm 11,7$
»	»	3172—3190	ангидрит	$\pm 13,2$
»	»	3210—3215	»	+12,1
»	»	3210—3215	»	+14,1
»	»	3215—3220	»	+14,6
»	»	3459—3462	»	+12,3

Изотопный состав серы нефтей гаурдакской свиты Мургабской впадины

Месторождение	№ скв.	Глубина в м	Продуктивный горизонт	Изотоп S ₃₄ в %
Шарапли	5	2678—2738	гаурдакская свита	-7.0

Как видно из таблиц, сера нефти гаурдакской свиты обогащена легкими изотопами на 18—20% по сравнению с сульфатами этой же свиты, что свидетельствует о генетической связи между нефтями и вмещающими их породами (Панкина и Максимов, 1964 г.). Следует также отметить, что в Мургабской нефтегазоносной области формирование внутри- и надсолевых известняков и доломитов происходило в восстановительных условиях: содержание пиритного железа в них составляет до 56%, закисного — 41%, а окисного лишь 3% при среднем содержании органического углерода 0,2%. Среднее содержание битуминозных веществ составляет 0,01%, причем отложения обогащены сингенетичным битумом. Эти отложения испытывали быстрое и устойчивое прогибание и приурочены к трансгрессивным частям седиментационных макроритмов (1).

Сопоставление группового углеводородного состава конденсата из карабильских песчаников, полученного на месторождении Шехитли, с конденсатами подсолевых отложений Амударьинской впадины показывают резкое их различие. Конденсат Шехитлинского месторождения характеризуется значительным содержанием метановых углеводородов (73,8) и незначительными нафтеновыми (7,9) и ароматическими (17,3) углеводородами. Конденсаты Амударьинской впадины характеризуются значительным содержанием нафтеновых и ароматических углеводородов. Причем содержание ароматических увеличивается с глубиной.

В пределах Мары-Байрамалийского района из гаурдакской свиты были отмечены также газопроявления (Байрам-Али, Шарапли, Кели, Юж. Иолотань и др.). При сопоставлении газов отложений келловей-оксфорда (Байрам-Али, скв. № 11), гаурдакской и карабильской свит наблюдается резкое различие между ними.

Газы отложений келловей-оксфорда характеризуются содержанием метана — 95,32%, тяжелых углеводородов — 3,71%. Следует отметить, что по составу эти газы исключительно хорошо сопоставляются с газами из одновозрастных отложений Амударьинской впадины, где содержание метана — 86—96%, а его гомологов — 3—6%. Аналогичный состав свидетельствует о наличии единого источника генерации углеводородов в келловей-оксфордских отложениях.

Газы гаурдакской свиты характеризуются повышенным содержанием гомологов метана (Юж. Иолотань 32, Кели 27%), азота (до 40%), углекислоты (до 23%).

Газы карабильской свиты исключительно сухие. Содержание метана в них достигает 98%, а концентрация тяжелых углеводородов, как правило, не превышает 1—2%.

Если сопоставить изотопный состав углерода газов гаурдакской и карабильской свит, то также видно резкое различие между ними (табл. 4).

Содержание изотопов в газах карабильской свиты составляет 3,28—3,5%, в то время как в гаурдакской свите лишь — 2,64%.

Если все же допустить, что более 870-метровая толща соли является проницаемой и залежи газа в карабильских песчаниках неокомского под-

Изотопный состав углерода и газов Мургабской впадины

Месторождение	№ скв.	Глубина в м	Возраст	Содерж.	Примечан.
1. Майское	№ 5	2396—2324	альб	—5,4	раств. газ своб. газ
2. "	№ 10	3046—3045	неоком	—3,44	
3. Кели	1	2570—2580	"	—3,5	
4. Шарапли	1	2307—2288	"	—3,28	
5. Еланское	1	2850—2862	"	—3,48	
6. "	4	2862—2864	"	—3,44	
7. Ю. Йолотань	1	3500	верхняя юра (гаурдак)	—2,64	

отдела образовались за счет вертикальной миграции из подсолевых отложений, то трудно объяснимым остается факт отсутствия в газах карабильских песчаников углекислоты, азота и гомологов метана. Значительные содержания углекислоты и азота в газах гаурдакской свиты И. С. Старобинец (5) объясняет окислительными процессами. Такая точка зрения, на наш взгляд, мало обоснована, так как для окислительных процессов отложения карабильской свиты более благоприятны, чем юрские.

По данным И. С. Старобинца, при всех видах миграции газы по мере передвижения обогащаются метаном. При сравнении состава газов келловей-оксфордских отложений и гаурдакской свит Байрамалийской площади мы наблюдаем обратную картину. Эти данные также свидетельствуют об отсутствии перетока флюидов из келловей-оксфордских отложений в кимеридж-титонские и неокомские.

Резкое различие состава газов гаурдакской и карабильской свит объясняется, на наш взгляд, различными источниками и условиями их генезиса. По мнению ряда исследователей (В. А. Соколов и др.), тяжелые углеводородные газы образуются в основном за счет расщепления молекул жидких углеводородов, а метан может образоваться этим же путем, а также выделяться на всех стадиях метаморфизма (но преимущественно на высоких) из всех компонентов органического вещества. Важное значение имеет также характер исходного органического вещества. Сапропелевое органическое вещество генерирует как жидкие, так и газообразные углеводороды, в то время как гумусовое на любых стадиях метаморфизма будет генерировать в основном метан. Органическое вещество гаурдакской и карабильской свит различно: в первом—сапропелево-гумусовое, а во втором—преимущественно гумусовое. Учитывая это, а также вышесказанное, можно прийти к заключению, что тяжелые углеводородные газы гаурдакской свиты образовались за счет метаморфизма сапропелево-гумусовой органики, а часть газа могла образоваться также за счет расщепления молекул жидких углеводородов при высокой степени метаморфизма.

Изучение органического вещества, битумов и различных форм железа отложений неокомского подотдела (1) позволило установить, что пачка карбонатно-терригенных пород морского генезиса, подстилающая продуктивные песчаники, характеризуется высокими восстановительными потенциалами, что дает основание считать их перспективными с точки зрения генерации углеводородов. Красноцветные же образования нельзя относить к категории нефтегазопроизводящих, так как содержание в них восстановленных битумов небольшое и явно недостаточное для образования углеводородов промышленного значения. Кроме того, красноцветные глины и карбонатно-терригенная часть разреза неокома отличаются сингенетичным характером битуминозных веществ. В красно-

цветных же песчаниках и в залегающих выше породах были встречены битумы эпигенетичной природы.

Мощность пачки пород, способной генерировать углеводородные флюиды, увеличивается с северо-востока в юго-западном направлении — от 40—70 м (восточный склон Каракумского свода) до 200 м (Мары). Причем в этом же направлении в ее разрезе заметно увеличивается роль карбонатных пород.

Подсчет исходного органического вещества (которое складывается из органического вещества, израсходованного на редукцию железистых соединений и органического вещества, рассеянного в породах в настоящее время), выполненный только для одного Байрамалийского района (1), показывает, что количество его, которое израсходовано на образование углеводородов в карбонатно-терригенной пачке, намного превышает его количество, необходимое на формирование известных в настоящее время залежей газа.

Подытоживая вышесказанное, можно сделать следующие выводы:

1. В пределах Мары-Байрамалийского района выделяются три группы газов:

- а) газы келловей-оксфордских отложений;
- б) газы кимеридж-титонских отложений;
- в) газы неокотских отложений.

2. Жидкие углеводороды, полученные на Южно-Иолотанской, Шарпинской и других площадях из гаурдакской свиты, отличаются по своему генезису от нефтей подсольевых отложений Амударьинской впадины, т. е. имеют самостоятельный источник питания. Тяжелые углеводородные газы, полученные из этих же отложений, образованы, по-видимому, за счет метаморфизма сапропелево-гумусовой органики и в результате расщепления молекул жидких углеводородов, вызванных факторами метаморфизма.

3. Залежи газа в карабильских песчаниках образовались за счет латеральной, а не вертикальной миграции, хотя в зоне отсутствия соляной покрышки последняя могла сыграть существенную роль.

4. Газы карабильской свиты образовались за счет метаморфизма преимущественно гумусовой органики нижнемеловых отложений т. е., нижнемеловые отложения являются самостоятельными генераторами углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакиров Э. А., Бордовская. Распределение рассеянного органического вещества нижнемеловых отложений района Байрам-Али. Труды МИНХ и ГП, вып. 78, «Недра», 1969.

2. Габриэлянц Г. А., Терехов В. И. О возможности прорыва газа через соленую толщу. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Научн. техн. сборник ВНИИГазпром. № 1, 1968.

3. Самсонов Ю. В., Туранов В. А., Пайтыков Ч. М. О характере формирования Еланского газового месторождения. Изв. АН ТССР, сер. физ. техн. хим. и геол. наук, № 4, 1969.

4. Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. «Недра», 1965.

5. Старобинец И. С. Геохимия нефтей и газов Средней Азии, М., «Наука», 1966.

6. Пайтыков Ч. М., Саркисян В. С., Овезов Ч. Б. О генезисе нефтей и газов гаурдакской и карабильской свит Мургабской впадины. Сборник статей № 2, МИНХ и ГП, М., «Недра», 1971.

7. Табасаранский З. А. К вопросу формирования нефтяных и газовых месторождений эпигерцинской платформы юга СССР. «Геология нефти». Международный конгресс XXII, сессия докл. совет. геол. М., «Наука», 1964.

А. КУРБАНМУРАДОВ, О. Я. КАЛУГИНА

О РОЛИ ГОРНЫХ ОБРАМЛЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

О происхождении подземных вод нефтегазоносной области Юго-Западной Туркмении имеются различные точки зрения (седиментационное, инфильтрационно-атмосферное, смешанное, ювинильное происхождение), не получившей пока однозначного решения. В настоящее время установлено, что подземные воды этой области характеризуются присутствием всех гидрохимических типов по классификации В. А. Сулина (хлоркальциевый, хлормagneзиевый, сульфатнатриевый и гидрокарбонатнатриевый). Минерализация воды изменяется от 12—16 (гидрокарбонатнатриевый тип) до 150—300 г/л и более (хлоркальциевый тип). Сульфатнатриевый и хлормagneзиевый типы воды по минерализации занимают обычно промежуточное положение по отношению к хлоркальциевым и гидрокарбонатнатриевым типам вод.

В условиях отсутствия местных областей питания в отложениях плиоценового возраста последнее время некоторые исследователи (1,2) считают, что в формировании пластовых вод мезокайнозойских отложений основную роль играют воды, отжимаемые из глин в пределах больших мульд и впадин во внутренней части Южно-Каспийского артезианского бассейна и игнорируют роль в этом процессе горных обрамлений, окружающих этот бассейн.

Не отрицая значительную роль седиментационных вод и вод, отжимаемых из глин в процессе их последующего уплотнения, а также роли глубинных разломов в формировании гидрохимического разреза, мы считаем, что в формировании вод мезокайнозойских отложений нефтегазоносной области Юго-Западной Туркмении принимают участие также инфильтрационные воды атмосферного происхождения.

Песчано-глинистые отложения, трещиноватые известняки и песчаники мела и юры, широко развитые в горных системах Туркмено-Хорасана, Эльбурса, Большого и Малого Кавказа, характеризуются благоприятными условиями питания за счет атмосферных осадков, содержат обильные пресные гидрокарбонатнатриевые воды, которые нередко могут быть источником обводнения мезокайнозойских отложений в районах нефтяных и газовых месторождений.

По данным О. Я. Калугиной (3), площадь мальм-неокомских известняков, выходящих на поверхность только в пределах границ западно-копетдагского склона Южно-Каспийского артезианского бассейна, составляет 15 200 кв. км. На этой площади выпадает ежегодно 168 м³/сек атмосферной влаги. При этом в направлении Западно-Туркменской низменности только по мальм-неокомскому комплексу отложений уходит порядка 4—10 м³/сек. воды. А по данным М. М. Мамедьярова (4), основные

и наиболее обильные атмосферные осадки, достигающие 500—800 мм/год и более, выпадают в горных хребтах, обрамляющих бассейн с юга и запада.

Трециноватые известняки мела и юры горных обрамлений характеризуются обычно значительной проницаемостью. Достаточно сказать, что по карбонатной свите Асмари на нефтяных месторождениях Ирана, расположенных по соседству с нефтяными месторождениями Туркмении, установлено наличие гидродинамической связи участков на расстоянии 80 км друг от друга (5).

Наличие связи меловых вод с водами плиоценовых отложений достаточно надежно аргументируется в настоящее время комплексом геологических и гидрогеологических материалов (6).

В разрез фактическому материалу отдельные исследователи (1, 2) необоснованно утверждают, что подземные воды как в плиоценовых, так и меловых отложениях движутся по восстанию пластов от внутренних частей впадины бассейнов в направлении горных хребтов. В этом же направлении и увеличиваются минерализация и метаморфизация вод. Имеющиеся же в нашем распоряжении фактические материалы и даже данные, приведенные А. В. Кудельским, противоречат этой закономерности. В частности, А. В. Кудельский (2) для обоснования отсутствия маломинерализованных вод в нижнем красноцвете отмечает: «В качестве еще одного примера отсутствия сравнительно маломинерализованных вод в нижнем отделе челекенской толщи можно привести также структуру Карадашли, где скважиной № 5 на глубине 4430 м вскрыты высокоминерализованные (160 г/л) рассолы» (стр. 77).

Совершенно правильно указывает А. В. Кудельский, что минерализация вод в погребенной на большой глубине и расположенной ближе к Кызыл-Кумской мульде складке Карадашли увеличивается до 160 г/л. Установлено (6), что максимальное значение минерализации вод по нижнему красноцвету от Окарема и Камышлджа до Карадашли по направлению к Кызыл-Кумской мульде изменяется соответственно 137 (скв. 2) — 141 (скв. 53) — 160 (скв. 5).

Правильно фиксируемые А. В. Кудельским фактические материалы противоречат здесь точке зрения об увеличении минерализации вод плиоценовых отложений от внутренних частей бассейна в направлении горных хребтов.

В. В. Колодий (1), утверждая, что в Западном Копет-Даге пресные воды залегают только на небольшой глубине, сменяясь в более глубоких частях разреза минерализованными хлоркальциевыми, вообще исключает роль горных обрамлений как области питания вод для нефтяных месторождений Юго-Западной Туркмении.

В подтверждение им приведены сведения о минерализованных водах (17—53 г/л) хлоркальциевого типа, содержащихся в меловых отложениях в долине р. Сумбар, а также на площадях Зирик и Суйджи.

Правда, в долине р. Сумбар скв. 1400-к с глубины 850 м и на площади Зирик, (скв. 41) с глубины 622 м получены минерализованные (17 г/л) воды. Важно отметить, что эти воды, относимые по классификации В. А. Сулина к хлоркальциевому типу и содержащие исключительно хлорнатриевые соли (более 90% солевого состава воды) с повышенным содержанием иона-гидрокарбоната, по химическому составу совершенно идентичны водам нижнего красноцвета в зоне разрывных нарушений нефтяных месторождений.

О пластовой зональности вод мезозойских отложений материалов пока мало. Однако по данным анализов вод мезозойских отложений горных обрамлений, межгорных долин и предгорий, а также по анализам вод, появляющихся в зоне глубоких тектонических нарушений и грязевых вулканов, наблюдается вполне закономерное явление, выраженное

в увеличении минерализации вод от области горных хребтов в направлении Западно-Туркменской низменности, где водоносные горизонты мезозоя погружены на глубину 3—6 км и ниже.

Постепенное и закономерное увеличение минерализации вод мезозойских отложений от горных обрамлений в направлении Западно-Туркменской низменности фиксирует также изменение величины изом по К. С. Гумарову и В. И. Фиалковскому (рис. 1).



Рис. 1. Схематическая гидрогеологическая карта меловых отложений Восточного борта Южно-Каспийского артезианского нефтегазоносного бассейна.

1 — Граница артезианского бассейна; 2 — Область питания вод мезозойских отложений; 3 — Зона открытых очагов разгрузки мезозойских вод, приуроченных к термальной зоне Копет-Дага; 4 — Открытые очаги разгрузки мезозойских вод, приуроченных к грязевым вулканам (цифра указывает минерализацию вод); 5 — Зона разрывных нарушений, к которой приурочена скрытая разгрузка вод мезозойских отложений в нефтегазовых месторождениях; 6 — Скважина, вскрывшая водоносные горизонты мела. Цифра слева в числителе — номер скважины, в знаменателе — возраст (индекс) водоносного горизонта; справа в числителе — минерализация воды г/л, в знаменателе — глубина поступления воды; 7 — Изомы по меловому отложению (по Гумарову и Фиалковскому, 1968); 8 — Направления движения подземных вод меловых отложений.

В процессе бурения глубоких скважин в Западном Копет-Даге (Шарлаук, скв. 5-к; Терсадан, скв. 1-к, 2-к; долина р. Сумбар, скв. 1400-к и др.), в зоне складчатости мезозойских отложений, непосредственно примыкающей к Западно-Туркменской низменности (Зирик, скв. 41;

Ала-Даг, скв. 2; Тоголок, скв. 1 и др.) были получены притоки пластовых вод из меловых отложений.

С целью прослеживания закономерности изменения минерализации вод мезозойских отложений по площади в пределах восточного борта Южно-Каспийского артезианского бассейна мы сопоставили гидрохимические материалы с четырьмя зонами: западных отрогов Копет-Дага, складчатости мезозойских отложений, непосредственно примыкающей к Западно-Туркменской низменности, развития грязевых вулканов и нефтегазовых месторождений.

Основной состав наиболее типичных вод этих зон колеблется таким образом:

Западные отроги Копет-Дага, в долине р. Сумбар, скв. 1400-к, в верхней части разреза — $M_{115} \frac{SO_4^{40} Cl_{34} HCO_3^{17}}{Na_{63} Ca_{22} Mg_{15}}$

Терс-Акан, скв. 2-к $M_{18} \frac{Cl_{97} SO_4^2 HCO_3^1}{Na_{98} Ca_{17} Mg_{0,3}}$
(гл. 1510 м—Сг, Al)

Зона складчатости мезозойских отложений, примыкающая к Западно-Туркменской низменности, на площади Ала-Даг, скв. 2 —

$$M_{12} \frac{Cl_{82} HCO_3^{17} SO_4^4}{Na_{100}}$$

Тоголок, скв. 1 — $M_{21} \frac{Cl_{88} HCO_3^9 SO_4^3}{Na_{93} Ca_6 Mg_1}$

Грязевые вулканы в районах нефтяных месторождений — Западный

Порсугель — $M_{21} \frac{Cl_{93} HCO_3^6 SO_4^1}{Na_{98} Ca_1 Mg_1}$

Ак-Патлаук, — $M_{45} \frac{Cl_{93} HCO_3^4 SO_4^{2,8}}{Na_{96} Mg_3 Ca_1}$

Нефтяные месторождения — Центральный Котур-Тепе, скв. 74 —

$$M_{21} \frac{Cl_{94} HCO_3^4 SO_4^2}{Na_{98} Ca_{1,5} Mg_{0,5}}$$

Западный Челекен, скв. 268 — $M_{27} \frac{Cl_{89} HCO_3^9 SO_4^2}{Na_{95} Ca_3 Mg_2}$

Как видно из приведенных данных и рис. 1, минерализация воды в отложениях мела увеличивается от мелкогогорных хребтов Западного Копет-Дага по мере погружения водоносных пластов в направлении нефтяных и газовых месторождений от 1,5 до 45 г/л.

Изложенные выше гидрохимические данные по Западному Копет-Дагу и складчатости мезозойских отложений, а также химический состав вод красноцветной толщи нефтяных месторождений в зоне развития рзрывных нарушений и грязевых вулканов, уходящих своими корнями до меловых отложений включительно, показывают постепенное и закономерное увеличение минерализации вод меловых отложений от горных обрамлений в направлении нефтяных и газовых месторождений.

Приведенные исследования показали, что мезозойские отложения горных обрамлений (в области питания) характеризуются широким распространением маломинерализованных, главным образом, пресных (до 1—2 г/л) гидрокарбонатнонатриевых и сульфатнонатриевых типов вод. При погружении водоносных пластов на 800—1000 м увеличивается минерализация воды до 8—10 г/л, а в отдельных участках достигает 17 г/л (скв. 1400-к, в долине р. Сумбар). При этом уменьшается в воде содержание кальция и магния. Гидрокарбонат-ион занимает второе место после иона-хлора. Особенно уменьшается и часто исчезает из состава вод сульфат-ион.

На глубине 1000—1800 м вода в мезозойских отложениях приобретает исключительно хлоридно-натриевый состав, что характерно также для вод плиоценовых отложений нефтяных и газовых месторождений Юго-Западной Туркмении.

Здесь заслуживает серьезного внимания тот факт, что основной компонентный состав и их закономерность изменения и метаморфизация во всех указанных водах (как в пределах горных обрамлений, так и нефтяных и газовых месторождений) явно свидетельствуют об их инфильтрационном генезисе.

Выводы

1. Постепенное и закономерное увеличение минерализации вод меловых отложений от горных хребтов в направлении нефтяных и газовых месторождений является одним из важных факторов, свидетельствующих о поступлении вод в мезо-кайнозойские отложения в нефтегазоносной области Юго-Западной Туркмении со стороны горных хребтов, окружающих эту область.

2. Увеличение минерализации и характер изменения химического состава и метаморфизация вод, наблюдаемых по площади, свидетельствуют об определенной роли в формировании этих вод атмосферных осадков горных обрамлений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Колодий В. В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1969.
2. Кудельский А. В., Козлов М. Ф. Геохимия, формирование и распространение йодо-бромных вод. Минск, «Наука и техника», 1970.
3. Калугина О. Я. Мальм-неокомский водоносный комплекс Южно-Каспийского артезианского бассейна. (Западно-копетдагский склон). Изд. АН ТССР, 1962.
4. Мамедьяров М. М. Гидрогеологические условия Б. Кавказа и М. Кавказа. В кн. «Геология Азербайджана». (Гидрогеология под редакцией О. К. Ланге). Баку. Изд. АН Азерб. ССР. 1961.
5. Калугина О. Я., Калугин П. И. Известия АН ТССР, серия ФТХиГН, № 2, 1968.
6. Курбанмуратов А. Глубокие воды Юго-Западного Туркменистана и перспективы нефтегазоносности. Ашхабад. Изд. АН ТССР, 1963.

И. В. ХАЛЛЫЕВА

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ГЕОЛОГО-ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ НА ГАЗ В ВОСТОЧНЫХ РАЙОНАХ ТУРКМЕНИИ

С тех пор как на востоке Туркмении было открыто первое месторождение природного газа в Кара-Чопе, прошло немногим более десяти лет. За это время восточные районы республики превратились в огромную газовую провинцию, перспективы развития которой трудно переоценить.

В. И. Ленин учил «...смотреть на каждый вопрос с точки зрения того, как известное явление в истории возникло, какие главные этапы в своем развитии это явление проходило, и с точки зрения этого его развития смотреть, чем данная вещь стала теперь»*.

Исследование развития геологопоисковых и разведочных работ на газ в восточных районах республики и соизмерение издержек с достигнутыми результатами представляет поэтому несомненный интерес. Главная задача такого исследования — вскрыть возможности дальнейшего довышения эффективности поисков и разведки на газ в этом регионе.

Общим критерием повышения эффективности поисков и разведки на газ, как и в других отраслях сферы материального производства, является «...достижение в интересах общества наибольших результатов при наименьших затратах»**.

При поисках и разведке газовых месторождений этот критерий находит свое конкретное выражение в увеличении прироста разведанных запасов газа, в сокращении сроков поиска и разведки месторождений, в снижении себестоимости подготовки единицы разведанных запасов газа и многих других показателей.

Геологическое изучение недр на востоке республики с целью установления нефтегазоносности региона началось в 20-е годы. Все увеличивающимися темпами и усовершенствованными методами ведется оно и в настоящее время, но до последнего десятилетия здесь осуществлялась в основном геологическая съемка местности и в сравнительно небольшом объеме велось структурное бурение (210,8 тыс. м за весь период до 1961 года). Резко увеличились объемы и изменились методы геологического изучения региона в годы двух истекших пятилеток. Широкий размах получили геофизические методы исследования, особенно сейсморазведка. Общая длина отработанных сейсмопрофилей за этот период составила 60,3 тыс. км. Гравиразведкой покрыто 19,7 тыс. кв. км, приме-

* В. И. Ленин. Соч., т. 29, стр. 436.

** Директивы XXIII съезда КПСС по пятилетнему плану развития народного хозяйства СССР на 1966—1970 гг. Политиздат, 1966.

няется радиометрия, электроразведка, проводятся тематические и опытно-методические работы.

В это же время резко увеличился объем и темпы структурного бурения. За десять последних лет пройдено 638,7 тыс. метров.

В результате проведения такого комплекса геологопоисковых работ в восточных районах республики за весь период выявлено 234 структуры, из них 43 — геологической съемкой, 10 — структурным бурением, 30 — сейсморазведкой, 1 — электроразведкой и 150 — комплексом методов. Из этого числа 116 подготовлены к глубокому бурению. На 51 структуре проводилось поисковое бурение, в результате которого на 19 из них открыты газовые месторождения.

Поисково-разведочное бурение на востоке республики было начато в 1951 году трестом Средазнефтеразведка, а в 1958 году — объединением Туркменнефть. За 20 лет пройдено 714,0 тыс. метров, которые по назначению скважин могут быть разбиты на опорное, параметрическое, поисковое и разведочное. За весь период опорным бурением пройдено более пятнадцати, а параметрическим — немногим больше семи тысяч метров. Остальной метраж приходится на поисковое и разведочное бурение. Как видно, ни опорное, ни параметрическое бурение не нашли в данном районе должного развития, хотя по характеру получаемых в результате его проведения данных оно могло бы сыграть важную роль в изучении основных черт глубинного строения земной коры.

За время с начала глубокой разведки здесь находилось в бурении 270 скважин, средняя глубина которых достигает 2,7 тысячи метров, что значительно выше средних глубин, например, в Центрально-Каракумской газоносной области. Из общего числа законченных бурением и опробованием скважин 93 оказались продуктивными и на 1.1.1970 года 26 из них переданы газопромыслам.

Главной задачей и конечной целью всех выше перечисленных работ является подготовка разведанных запасов газа (кат. А+В+С₁), промышленный приток которого, полученный впервые в 1958 году из верхнемеловых отложений на Кара-Чопской структуре, положил начало открытию на востоке республики целого ряда месторождений, объем разведанных запасов на которых создал возможность возникновения здесь крупной газодобывающей промышленности. Прирост разведанных запасов газа по Мургабской и Аму-Дарьинской газоносным областям составил за период с 1958 года 1247,9 млрд. куб. м, причем происходило это исключительно быстрыми темпами. Если за первое из анализируемых пятилетий (1961—1965 гг.) прирост составил 153,4 млрд. куб. м, то в 1966—1970 гг. в семь с лишним раз больше, т. е. 1094,5 млрд. куб. м. Весь объем разведанных запасов на востоке по состоянию на 1.1.1971 года приурочен к мезозою, в том числе 77,6% сосредоточены в юрских отложениях и 22,4% в меловых, причем, в Амударьинской газоносной области разведанные запасы свободного газа залегают преимущественно в меловых отложениях, а в Мургабской газоносной области — в юре. Размещение разведанных запасов газа по стратиграфическим комплексам тесно связано с глубинами залегания продуктивных пластов.

В Мургабской газоносной области 99,1% разведанных запасов приурочены к юре и 98,8% их залегают на глубине от 2500 до 3000 и выше метров.

В Аму-Дарьинской области 66,2% разведанных запасов газа приурочены к меловым отложениям и 74,5% их залегают на глубине до 2500 метров и только 25,5% на глубине от 2500 до 3000 м. В целом по восточным районам в интервале 3001 м и глубже сосредоточены более 60% всех разведанных запасов, около 25% в интервале от 2500 до 3000 метров, остальная часть запасов в интервале от 1000 до 2500 метров.

Немаловажное значение при характеристике подготовленных запа-

сов газа имеет их качество. Академик А. Е. Ферсман писал: «Сами запасы в количественном их выражении нередко являются только одним из факторов в оценке этого момента, и часто более важную роль играет здесь качество, то есть совокупность химических и физических свойств, на основе которых вырабатывается методика обогащения, очистки, облагораживания, именно и создающая правильную оценку промышленных запасов. Таким образом, цифры запасов минерального сырья нельзя даже считать установленными, если они не освещены качественными показателями»*.

Свободный газ месторождений Восточной Туркмении состоит из углеводородов метанового ряда с содержанием метана от 92,8 до 98,3 процента (объемных). Только на Саман-Тепинском и Метеджанском месторождениях в составе газа содержится 2,6% сероводорода. Такая же доля его имеется и в газе XV—XVI горизонтов многопластового Гугуртлинского месторождения. На остальных газовых месторождениях Восточной Туркмении сероводород в составе газа не встречается.

Высокое качество газа почти на всех месторождениях Восточной Туркмении делает разведанные запасы его особенно ценными для народного хозяйства страны.

Большой практический и научный интерес представляет концентрация запасов газа по месторождениям различной величины.

В Восточной Туркмении на 1.I.1971 года 5 уникальных и крупных месторождений газа (Ачак, Саман-Тепе, Шехитли-Джуджуклинское, Байрам-Али, Гугуртли), составляющие только 29,1%, сосредоточили в себе 1018,1 млрд. м³ газа, или 92,7%, а 12 средних и небольших, составляющих 70,6%, сосредоточили немногим больше 79,0 млрд. м³, или 7,3%.

Это свидетельствует о большой концентрации разведанных запасов газа на уникальных и крупных месторождениях, что, несомненно, оказывает положительное влияние на экономическую результативность всего цикла геологопоисковых и разведочных работ и в значительной мере облегчает вовлечение их в хозяйственный оборот, так как известно, что уникальные и крупные месторождения требуют на поиск и разведку значительно меньше затрат на единицу прироста разведанных запасов, чем средние и небольшие.

Резкое преобладание количества средних и мелких месторождений в изучаемом регионе все же оказывает в какой-то мере неблагоприятное влияние на формирование себестоимости прироста запасов газа, хотя это и перекрывается значительными запасами уникальных и крупных месторождений.

Многие газовые месторождения Восточной Туркмении пока не вовлечены в хозяйственный оборот, и нет даже более или менее определенных представлений о том, когда и как газовые ресурсы некоторых из них могут быть использованы. К таким относятся, в частности, Кара-Чопское и Ислимское месторождения, разведанные запасы которых составляют 8,8 млрд. м³ категории С₁. Эти месторождения расположены в районе гор. Кушка на значительном расстоянии от объектов промышленного потребления газа, чем в значительной мере объясняется их пассивность. Очевидно, что поиск и разведка этих месторождений не являлись первоочередными, так как задача состоит не только в том, чтобы открыть любое месторождение газа, а и в том, чтобы оно оказалось преимущественно крупным и там, где экономически это более выгодно.

Заключительным этапом длительного и сложного процесса геологопоисковых и разведочных работ является глубокое бурение скважин. В настоящее время это единственный способ выявления ресурсов нефти

* А. Е. Ферсман. Задачи плановой работы в геолого-разведочном деле. Гос. соц.-эконом. Изд-во, 1931, стр. 18.

и газа в недрах разведываемых структур и подготовки их к промышленной разработке. Наряду с этим разведочное бурение является самым дорогостоящим и трудоемким звеном во всем цикле геологического поиска и разведки, поэтому анализ расхода его на подготовку единицы запасов газа имеет большой практический и научный интерес и характеризует одну из важных сторон экономической эффективности геологического поиска и разведки.

Динамика подготовки единицы запасов свободного газа на метр проходки глубоких поисково-разведочных скважин приводится в таблице № 1.

Таблица 1

Динамика эффективности поисково-разведочного бурения на газ в Восточной Туркмении

Показатели и области	1951— 1955	1956— 1960	1961— 1965	1966— 1970	1951— 1970 гг.
Метраж глубокого бурения, тыс. м					
Мургабская область	—	27,4	95,6	102,0	225,0
Аму-Дарьинская обл.	21,1	56,8	99,9	311,2	489,9
Всего по востоку:	20,1	84,2	195,5	412,2	714,0
Прирост запасов газа, млн. куб. м А+В+С₁					
Мургабская область	—	—	108700	759434	868134
Аму-Дарьинская	—	—	44700	335041	379741
Всего по востоку:	—	—	153400	1094475	1247875
Запасы газа на 1 м проходки (тыс. куб. м)					
Мургабская область	—	—	1137,0	7445,4	3858,3
Аму-Дарьинская область	—	—	447,4	1076,6	778,8
Всего по востоку:	—	—	784,6	2655,2	1747,7

Прирост запасов газа на метр глубокого бурения постоянно увеличивается. Если в предыдущем пятилетии он составил 784,6 тыс. куб. м., то в последнее пятилетие почти в 3 с лишним раза больше (2655,2 тыс. куб. м.). Эффективность глубокого разведочного бурения, как видно из таблицы, довольно высокая и увеличивается из года в год. Это объясняется прежде всего тем, что более 92,0% разведанных запасов приурочены к уникальным и крупным месторождениям, где экономические показатели значительно выше, чем на средних и небольших. Так, к примеру расход метража на прирост единицы запасов газа на уникальных и крупных месторождениях в восточных районах республики на I. I. 1971 года составил всего 0,22 метра, в то время, как на небольших и средних почти 2,8 метра. Это, естественно, не может не оказывать положительного влияния на эффективность глубокого бурения, а следовательно, и на себестоимость единицы прироста запасов газа.

Задачей большой народнохозяйственной важности является ускорение сроков поисков и разведки газовых месторождений. Экономическая эффективность геологопоисковых и разведочных работ находится в прямой зависимости от затрат времени на поиски, разведку и открытие месторождений. Необходимость изучения этого показателя и изыскание мер для сокращения времени поисков неоспоримы, так как ускорение проведения всех видов геологоразведочных работ, а также улучшение их

качества и надежности обеспечивает выигрыш во времени, а это влечет за собою сокращение затрат материальных средств и труда на единицу прироста запасов.

Средний срок открытия месторождения на востоке республики—5,2 года с учетом перерывов между работами, что, безусловно, меньше, чем в целом по республике. Однако для открытия отдельных месторождений затраты времени значительны. Так для Фарабского и Байрам-Алийского месторождений его потребовалось по 5 лет, Майского и Кара-Чопского по 7 лет, Шехитли-Джуджуклинского — 9 лет. Ускоренный метод открытия и ввода в эксплуатацию Ачакского месторождения, в результате чего получена экономия в сумме 205 млн. руб. *, является неоспоримым свидетельством большой значимости фактора времени для повышения эффективности геолого-поисковых и разведочных работ.

Себестоимость единицы запасов газа за определенный период складывается из затрат на все операции, входящие в сложившийся комплекс геологопоисковых и разведочных работ на газ за исключением стоимости скважин, переданных на балансы нефтегазопромысловых управлений.

Динамика себестоимости подготовки 1000 м³ газа на востоке Туркмении приведена в таблице № 2.

При постоянном росте затрат как на предварительный поиск и детальные геолого-геофизические исследования, так и на глубокое бурение наблюдается и постоянное увеличение прироста запасов газа. Если затраты в 1966—1970 гг. увеличились по сравнению с затратами 1961—1965 гг. немногим более чем в 2,5 раза, то прирост запасов газа за этот же период возрос в семь с лишним раз, а себестоимость подготовки единицы запасов снизилась более чем в три раза.

Как видно из таблицы № 2, наименьшая себестоимость подготовки единицы запасов газа по Восточной Туркмении наблюдается в Мургабской газоносной области, где она составляет 0—36,6 руб. в 1961—1965 гг. и 0—06,8 руб. — в 1966—1970 гг., в Аму-Дарьинской газоносной области себестоимость подготовки единицы запасов несколько выше, но и здесь наблюдается тенденция к снижению. Если в 1961—1965 гг. она составляла 1—10,2 руб., то в 1966—1970 гг. — 0—38,8 руб., т. е. снизилась более чем в 3 раза.

Отсюда видно, что наиболее дешевым в пределах рассматриваемого региона и периода оказался прирост разведанных запасов газа в Мургабской газоносной области и имеются предпосылки к дальнейшему снижению себестоимости прироста единицы запасов газа в Аму-Дарьинской газоносной области в связи с подсчетом в ближайшие годы запасов на Беурдешикском и Наипском месторождениях.

Экономическая эффективность геологопоисковых и разведочных работ на газ в восточных районах Туркмении повышается, таким образом, из года в год. Необходимо, однако, оговориться, что она могла бы быть, несомненно, значительно выше при условии устранения целого ряда недостатков как организационного, так и производственного характера.

Подробный анализ путей повышения экономической эффективности геологопоисковых и разведочных работ не входит в задачу данного исследования, однако назвать некоторые из причин, отрицательно влияющих на конечный результат геологических работ, необходимо.

К таковым относится прежде всего все увеличивающаяся стоимость глубокого поисково-разведочного бурения скважин. Если сопоставить две истекшие пятилетки, то видно, что затраты на бурение увеличивают-

* Г. Н. Ажаткин, Ф. И. Макушев, Р. М. Миклин. Эффективность ускоренного ввода в разработку месторождений Восточной Туркмении, стр. 17, ВНИИЭ Газпром. Москва, 1969.

Динамика себестоимости прироста запасов газа Восточной Туркмении с начала работ на 1.1.1971 г.
(в сравнительных ценах)

Периоды и области	Затраты на			Всего затраты газа, тыс.	Прирост запасов А+В+С ₁ млн. куб. метр.	Себестоимость 1000 куб. м газа, руб.
	геолого- поисковые работы	глубокие поис- ково-развед- очные бурение, тыс. р.	стоимость скважин, пе- реданных промыслам, исключаемая из общей суммы затрат, тыс. р.			
С начала работ по 1.1.1961 г.						
Мургабская область	11495	8084	—	19579	—	—
Аму-Дарьинская область	20797	14151	—	34948	—	—
Всего по востоку:	32292	22235	—	54527	—	—
1961—1965 гг.						
Мургабская область	13809	26059	—	39868	108700	0—36,6
Аму-Дарьинская область	19461	29818	—	49279	44700	1—10,2
Всего по востоку:	33270	55877	—	89147	153400	0—58,1
1966—1970 гг.						
Мургабская область	18792	33448	586,2	51653,8	759434	0—06,8
Аму-Дарьинская область	22777	112089	4812	130054	335041	0—38,8
Всего по востоку:	41569	145537	5398,2	181707,8	1094475	0—16,6
С начала работ на 1.1.1971 г.						
Мургабская область	44096	67591	586,2	111100,8	868134	0—12,7
Аму-Дарьинская область	63035	156068	4812	214291	379741	0—56,4
Всего по востоку:	107131	223659	5398,2	325391,8	1247875	0—26,1

ся быстрее, чем объем бурения. Если проходка 1966—1970 гг. увеличилась по сравнению с 1961—1965 гг. в 2,1 раза, то сметные затраты повысились в 2,7 раза, а средняя стоимость метра проходки — на 23,3%.

Одной из основных причин такого положения является систематическое невыполнение государственных планов глубокого разведочного бурения в данном районе. Трест «Туркменнефтегазразведка» за последнее десятилетие выполнил государственный план только трижды — в 1965, 1966, 1967 гг. За остальные семь лет недобурено против плана более 130,0 тыс. метров, что вызвало увеличение условно-постоянных расходов в расчете на метр проходки. Аналогичное положение наблюдается и в объединении «Туркменгазпром».

Отрицательно влияет на формирование стоимости метра проходки низкое качество разведочного бурения, которое проявляется во многих формах.

Слабая производственная и техническая дисциплина, нарушение технических правил ведения буровых работ непосредственными исполнителями, отсутствие экономических методов борьбы с аварийностью обуславливают возникновение многих аварийных ситуаций, на ликвидацию которых требуются большие затраты материалов, времени и денежных средств.

Так к примеру, только за 4 года истекшей пятилетки в восточных районах республики тремя хозяйственными подразделениями для ликвидации аварий и исправления недоброкачественных работ по проведению ствола скважин было пробурено вторыми стволами 10,9 тыс. м, затраты на которые исполнителям работ не возмещаются.

Большие средства затрачены на глушение 4-х открытых газовых фонтанов, на повторный спуск 4-дюймовых эксплуатационных колонн в 6-дюймовые колонны из-за неисправности последних, которые встречались на востоке за последнее пятилетие в 8 случаях, на что потрачено 15,4 тыс. м четырехдюймовых труб.

Многие аварии, несмотря на принимаемые меры, ликвидировать не удается, и это вызывает гибель самих скважин — ликвидацию их по III категории. Только за период с 1961 года в восточных районах ликвидировано по техническим причинам 27 скважин общим метражом 70,5 тыс. м на сумму 20888,5 тыс. руб.

Большое влияние на формирование себестоимости глубокого бурения оказывают также размеры буровых предприятий и объемы производимых ими работ. Чем меньше эти размеры, тем при прочих равных условиях метр бурения оказывается дороже.

Несоответствие объема проходки величине производственных мощностей сложилось в тресте «Туркменнефтегазразведка», на долю которого приходится более 70% объема буровых работ, производимых в восточных районах. Здесь имеется крупное хозяйство, в состав которого входят две конторы разведочного бурения, большой парк буровых установок автомобильного и тракторного транспорта, крупные вспомогательные подразделения, обслуживаемые почти тремя тысячами человек персонала, а средняя проходка за год в последнее десятилетие составляет 48,8 тыс. метров.

Только в 1966 и 1967 гг. метраж проходки был более или менее существенным и составил 70,9 тыс. м в 1966 г. и 85,1 тыс. м в 1967 г., в остальные годы он только однажды превысил 60,0 тыс. метров, а все остальное время держался на уровне 26—39 тыс. метров.

Известно, что во многих нефтегазовых районах страны такого объема достигают даже отдельные буровые бригады.

Коэффициент полезного действия находящейся в эксплуатации техники и людских сил в тресте был сравнительно низким, что не могло не сказаться на экономической результативности не только глубокого буре-

ния, но и всего комплекса геологопоисковых и разведочных работ. Несмотря, однако, на упомянутые недостатки, геологопоисковые и разведочные работы на востоке Туркмении достигли выдающихся результатов.

Во-первых, получено сравнительное ясное представление о геологическом строении региона и выделены в пределах данной территории перспективные, малоперспективные и бесперспективные площади.

Во-вторых, разведаны и подготовлены к промышленной разработке уникальные и крупные месторождения с огромными запасами природного газа, открывающие газовой промышленности широкие перспективы. Восточная Туркмения становится крупнейшим газодобывающим центром республики с высокоразвитой индустрией и начинает занимать важное место в развитии производительных сил страны.

В-третьих, разведанные и подготовленные запасы свободного газа послужили основой для составления плана добычи его на текущую пятилетку, согласно которому уровень ее на востоке достигает в 1975 году 52,2 млн. куб. метров.

Как видно, восточные районы Туркмении, превратившись за две прошедшие пятилетки в громадную газовую провинцию, открыли неисчерпаемые возможности для дальнейшего развития производительных сил республики. Задание восьмой пятилетки по геологическому изучению недр региона и приросту запасов газа выполнены.

Имеются все предпосылки к тому, что и текущая пятилетка, рассчитанная на дальнейшее достижение высоких темпов развития газовой индустрии, повышение ее эффективности, ускорение научно-технического прогресса и роста производительности труда, на востоке республики будет выполнена, что послужит делу дальнейшего обеспечения подъема материального и культурного уровня жизни народа, являющегося главной целью социалистического производства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дунаев Ф. Ф., Добровольский М. Б., Егоров В. И., Павлинич Э. А. Экономическая эффективность поисков и разведки нефтяных месторождений, некоторые пути и средства ее повышения. Вопросы экономики нефти и газа. «Недра», 1965.
2. Хасанова Г. Ш. Экономическая эффективность поисково-разведочного бурения на газ в Восточной Туркмении. «Газовая промышленность», № 9, 1967.

Н. Г. ШЕВЧЕНКО

РЕСУРСЫ ПРЕСНЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ТУРКМЕНИИ (К РАЗРАБОТКЕ ГЕНЕРАЛЬНОЙ СХЕМЫ ОСВОЕНИЯ ПАСТБИЩНЫХ УГОДИЙ)

Роль подземных вод в освоении пастбищных угодий отгонного животноводства на равнинной территории Туркменистана очень большая. Поэтому за последние 25 лет на территории Туркмении был выполнен большой объем поисковых на воду работ, гидрогеологических съемок различных масштабов, детальных разведок на пресные подземные воды. В результате выполнения всего выше перечисленного комплекса работ, а также по данным глубокого бурения на нефть и газ было установлено, что на равнинной части территории не имеется ни одного водоносного горизонта или комплекса регионального распространения, в котором содержались бы подземные воды, пригодные для водоснабжения отгонного животноводства. Почти вся водонасыщенная часть разреза от поверхности земли до фундамента (структура Казы, Дарваза—Серный Завод, Ачак, Фараб и т. д.) содержат подземные воды, часто не пригодные даже для опреснения. Не останавливаясь на оценке обводненности геологического разреза наиболее богатого пресными подземными водами горного массива Копет-Даг, ниже дается кратко оценка источников водоснабжения отгонных пастбищ районов равнинной части территории Туркменистана. Для удобства пользования приведенными ниже данными равнинная часть территории делится на ряд районов:

- а) Каракумы (включая и дельты рек);
- б) Устюрт — Туаркыр — Красноводский район;
- в) Западно-Туркменская низменность.

К а р а к у м ы. На обширных просторах Каракумской пустыни все основные запасы пресных подземных вод содержатся в крупных песчаных линзах, залегающих в первом от поверхности земли водоносном комплексе — в неогеновых и четвертичных отложениях. Наиболее крупные линзы пресных вод известны в Приузбойских Каракумах — на западе, в зоне, прилегающей к Аму-Дарье, — на востоке, а также в междуречье Теджен—Мургаб и Мургаб—Аму-Дарья.

В Приузбойских Каракумах (самая западная часть Низменных Каракумов) изучены две крупные линзы пресных вод — Черкезлинская и Ясханская. Пресные воды обеих линз заключены в аллювиальных отложениях пра-Аму-Дарьи. Водонасыщенные породы представлены, главным образом, хорошо проницаемыми песками, часто с гравием и битой ракушкой. Глубина, на которой вскрываются пресные воды, изменяется от 20 м (на Ясханской линзе) до 100 м (Черкезлинская линза). Пресные воды имеют общую минерализацию до 1,0 г/л. Подземные воды с минерализацией от 1,0 до 3,0 г/л, как правило, окоптуривают

линзы пресных вод со всех сторон и занимают незначительные площади, а поэтому практическое их значение невелико.

Значительно большее количество линз пресных вод разведано в Юго-Восточных Каракумах и Северных Каракумах (в зоне вдоль р. Аму-Дарья).

В Северных Каракумах разведаны и изучены Бал-Куинская, Восточно-Заунгузская, Джилликумская и Репетекская линзы пресных вод. Для перечисленных выше линз характерно то, что: а) все они в основном содержатся в отложениях неогена или неоген-четвертичного возраста, обладающими в основном невысокими фильтрационными свойствами; б) зеркало пресных вод вскрывается на глубинах, не превышающих 25—30 м; в) наблюдается закономерное увеличение мощности пресных



Рис. 1. Схема расположения крупных подпесчаных линз пресных вод в Туркмении.

1 — линзы пресных вод; 2 — границы выделенных районов.

вод от периферии к центру линзы, но не более 50 м; г) для Восточно-Заунгузской линзы характерно еще и то, что площадь подземных вод с минерализацией от 1,0 до 2,0 г/л в несколько раз больше площади распространения пресных вод. В Восточно-Заунгузской линзе слабосоленоватые воды (от 1,0 до 2,0 г/л) обладают значительными статическими запасами, которые могут быть использованы для орошения и водопоя, а также для технического водоснабжения.

В Юго-Восточных Каракумах изучены две крупные подпесчаные линзы пресных вод — Карабильская и Бадхызская (междуречье Теджен—Мургаб и Мургаб—Аму-Дарья). Пресные воды содержатся в неоген-четвертичных отложениях, представленных, главным образом, рыхлыми песчаниками со слабыми фильтрационными свойствами. Подземные воды вскрываются на глубинах от первых десятков до сотен метров. Большая глубина, на которой вскрываются воды, и значительная мощность пресных вод явились преградой к определению подстилающего ложа пресных вод линз.

Все вышеперечисленные линзы обладают значительными статическими (емкостными) запасами пресных подземных вод, пригодных для питья, водопоя, орошения и технических целей.

Аналитические проработки показывают, что в случае применения

Ясханского метода эксплуатации, оправдавшего себя в течение многих лет, линзы пресных вод типа Ясханской линзы могут служить надежным источником водоснабжения и орошения.

Так, например, из аналитических расчетов, выполненных по Джилликумской линзе, видно, что при сработке лишь только 10% от общего объема статических запасов в течение 25-летней эксплуатации можно получать 220 л/сек воды высокого качества и 140 л/сек слабосоленых вод. Если же включить в эксплуатацию все статические запасы, которые можно отобрать из линзы, тогда прогнозные эксплуатационные запасы увеличатся до 1,0 м³/сек (имеются в виду воды с минерализацией до 1,0 г/л).

Ориентировочные подсчеты показывают, что прогнозные эксплуатационные запасы пресных подземных вод крупных подпесчаных линз, расположенных в Каракумской пустыне, оцениваются в 9,8 тыс. л/сек. Это то количество воды, которое можно получить только за счет сработки статических запасов, без учета питания линз пресных вод. Прогнозные запасы пресных вод конкретно по линзам распределяются неравномерно (табл. 1).

Таблица 1

Сводные данные по оценке прогнозных запасов линз пресных вод
(с использованием данных Р. Н. Клышниковой)

№, № п/п	Название линз	Статические запасы, млн. м ³	Прогнозные эксплуатационные запасы пресных вод, рассчитанные по сопоставлению с Ясханским методом эксплуатации, л/сек
1.	Ясханская	9500	1300
2.	Черкезлинская	1200	170
3.	Восточно-Заунгузская	10000	730
4.	Балкуинская	650	150
5.	Джилликумская	5600	1000
6.	Репетекская	300	35
7.	Карабильская	25000	4300
8.	Бадхызская	14000	2160
Итого		66250	9845

Из всего этого количества запасов линзовых пресных подземных вод на водоснабжение организованным путем (из Ясхана) забирается около 300 л/сек и для удовлетворения нужд животноводов около 30 — 40 л/сек (из всех перечисленных выше пресных вод). Таким образом, даже ориентировочные подсчеты показывают, какими большими неиспользуемыми запасами пресных подземных вод располагают крупные подпесчаные линзы пресных и солоноватых вод в Каракумской пустыне.

Однако все эти запасы пресных подземных вод линзового типа располагаются либо в самой западной части (Приузбойской), либо в восточной части Каракумской пустыни. Что же касается всей центральной части Каракумов (между меридианами Кызыл-Арват и Теджен), то здесь не имеется ни одного крупного и надежного источника пресных подземных вод, за счет которых можно было бы организовать надежное водоснабжение. Все существующее здесь огонное животноводство базируется преимущественно на солоноватых подземных водах. На участках распространения песчаных массивов и отсутствия ирригационных систем пресные подземные воды, пригодные для питья, население получает из-под такырных линз. Иногда запасы этих вод оказываются значительными и при правильно организованном водоотборе запасы

их сохраняются продолжительное время. Большая часть такого типа линз пресных вод к середине лета исчезает. Поэтому жители этих районов пустыни прилагают максимум усилий к тому, чтобы как можно больше и своевременно захватить поверхностный сток и погрузить его в грунт, от которого во многом зависят объемные запасы пресных вод в линзах. Подтакрыные линзы пресных подземных вод могут служить дополнительным источником, при наличии надежного источника водоснабжения.

На дельтах крупных рек (Аму-Дарья, Мургаба и Теджена), а также вдоль трассы Каракумского канала пресные подземные воды, пригодные для питьевого водоснабжения, можно в достаточном количестве получить из приканальных линз. Так как эти линзы имеют почти постоянный источник питания (за счет русловой фильтрации), то их запасы могут удовлетворять потребность в питьевой воде крупных сельских хозяйств продолжительное время. Таким образом, наименее обводненной является территория центральной части Каракумской пустыни. Обводнить эту обширную территорию за счет использования подземных вод возможно лишь только путем строительства водоводов и подачи по ним пресной воды из соседних районов. К таким районам относятся на юге — предгорная равнина Центрального Колет-Дага, на западе — линзы пресных подземных вод Черкезли и Ясхан и на востоке — р. Аму-Дарья и все разведанные здесь крупные подпесчаные линзы пресных вод — Восточно-Заунгузская, Балкуинская, Джилликумская, Репетекская, Бадхызская и Карабильская.

Но прежде чем решить вопросы, связанные с организацией водоснабжения на базе крупных подпесчаных линз пресных вод, потребуются научное обоснование и натурные опыты для решения проблем, связанных с разработкой методики эксплуатации крупных линз пресных вод различных типов. В первую очередь приступить к решению этих задач для тех крупных линз пресных вод, которые по своей природе не соответствуют тем условиям, которые характерны для Ясханской линзы. Таких линз в Каракумах значительно больше, чем линз пресных вод Ясханского типа. Известно, что Ясханский метод спаренных систем лишь тогда экономически эффективен, когда сохраняются следующие условия: мощность пресных вод является намного больше мощности соленых вод, залегающих под пресными, и дебит скважины, отбирающей пресную воду, в несколько раз больше дебита скважины, отбирающей соленую воду (т. е. $\frac{m_n}{m_c} = \frac{Q_n}{Q_c} \gg 1$).

(m_n — мощность пресных вод; m_c — мощность соленых вод;

Q_n — дебит пресной скважины и Q_c — дебит соленой скважины).

Устюрт — Туаркыр — Красноводский район.

Этот обширный по площади район включает в себя Северное Прикарабогазье, отроги Устюрта (Каплан-Кыр и Челин-Кыр), Учтаган, Туаркыр, Порсокупское плато, Чильмамедкумы и Красноводский п-ов.

Сложные геологические условия, геоморфологическое и литологическое строение территории, крайне малое количество выпадающих осадков, за счет которых формируются подземные воды, создают условия, при которых здесь накапливаются преимущественно воды высокой и повышенной минерализации.

Практически почти все водоносные комплексы и горизонты, выходящие на поверхность земли и вскрытые бурением, содержат подземные воды, не пригодные для водоснабжения и орошения. На всей этой обширной территории лишь только в песчаном массиве Чильмамед в первом водоносном комплексе содержатся пресные подземные воды хорошего качества и значительных запасов. Пресные подземные воды залегают в виде линзы, со всех сторон оконтуренной соленоватыми и со-

леными подземными водами. Глубина залегания их зеркала находится в прямой зависимости от гипсометрии рельефа и изменяется от первых десятков до сотен метров. В западной части массива пресные подземные воды содержатся в известняках с хорошей водоотдачей, а на всей остальной территории — в песках с прослоями песчаников. Последние характеризуются слабыми фильтрационными свойствами. Мощность пресных подземных вод закономерно увеличивается от периферии к осевой части линзы и изменяется от 10 до 50 м.

Статические запасы пресных подземных вод оцениваются в 6 км³, а прогнозные эксплуатационные 580 л/сек. Из всего этого количества в настоящее время эксплуатируется не более 20 л/сек для удовлетворения нужд имеющихся здесь сельских хозяйств. Из изложенного ясно, что только утвержденных запасов, дающих право проектирования, могут удовлетворить потребность в питьевой воде всех хозяйств, проектируемых в этом районе.

Более мелкие линзы пресных подземных вод имеются на Красноводском полуострове. Здесь, в западной части полуострова в песках Октум, располагается система мелких линз пресных вод, суммарные статические запасы которых распределяются в 0,15 км³. Прогнозные эксплуатационные запасы оцениваются в 15 л/сек. Почти все количество воды, которое можно извлечь из этих линз, используется для удовлетворения нужд завода. Если это количество воды в Красноводск подать из других источников, тогда воду Октумских линз можно будет передать для удовлетворения нужд сельского хозяйства.

Еще более мелкие линзы пресных вод встречаются вдоль побережья Каспия. Часть этих линз уже исчезла из-за снижения уровня моря, а небольшая часть еще используется населением. Объем пресной воды в этого типа линзах крайне ограничен и роль ее в общем балансе водоснабжения небольшая.

Таким образом, все водоснабжение сельского хозяйства этой обширной территории может быть организовано за счет подачи воды по трубопроводу из песков Чильмамед и частично Октум.

Чильмамедкумская линза пресных подземных вод содержит в себе значительно больше запасов, чем те, которые утверждены. Так как утвержденные цифры относятся только к самой западной части линзы, т. е. к участку, на котором распространены водоносные, хорошо проницаемые известняки акчагыльского возраста. Ориентировочно из всей линзы можно получить 300—400 л/сек пресной воды высокого качества (с минерализацией до 1,0 г/л).

Западно-Туркменская низменность. Немаловажное значение в общем балансе отгонных пастбищ занимает территория Западно-Туркменской низменности. Полученные материалы гидрогеологических съемок, детальных разведок и разведок на нефть и газ показывают, что почти вся вскрытая часть геологического разреза в различной степени обводнена, но пригодных для сельскохозяйственного водоснабжения подземных вод в районе не имеется. Зачастую вскрытые подземные воды имеют такой химический состав и минерализацию, что их трудно применить даже для опреснения. Те немногочисленные линзы подземных пресных вод, которые здесь формируются за счет фильтрации поверхностного стока, стекающего с такыров и горных склонов Западного Копет-Дага, по своим статическим и прогнозным эксплуатационным запасам не позволяют организовать надежное водоснабжение крупных сельских хозяйств. Пресные воды этих линз могут служить дополнительным источником питьевых и водопойных вод, при наличии надежного источника высококачественной воды. Например, наиболее крупные по запасам скопления слабоминерализованных вод разведаны в районе Бугдайли. Статические запасы по трем наибо-

лее изученным линзам оцениваются всего лишь в 0,05 км³. Прогнозные эксплуатационные запасы пресных и слабосоленых вод при условии постоянного их искусственного пополнения за счет сбора поверхностного стока составляют: пресных вод, обладающих питьевыми качествами, до 10 л/сек и соленых вод, пригодных для водопоя, до 20 л/сек. Понятно, что базировать крупное водоснабжение на таких запасах пресных вод, которые требуют искусственного пополнения, представляет большую трудность и вряд ли экономически эффективно. Поэтому для организации водоснабжения отгонного животноводства в Западно-Туркменской низменности требуется осуществить перераспределение того количества воды, которым располагает весь производственный комплекс Западной Туркмении с тем, чтобы часть воды передать для водоснабжения отгонного животноводства (используя воду Ясханского месторождения, частично Казанджикского и Джебельского). Дополнительным источником питьевых и водопойных вод могут являться пресные и соленые воды мелких линз, формирующихся за счет фильтрации поверхностного стока. С целью максимального использования поверхностного стока, формирующегося здесь на больших площадях, и надо отметить, в значительных количествах требуется выполнить небольшой объем работ для выбора наиболее удобных со всех точек зрения участков для сбора и погружения атмосферных осадков.

Наиболее экономически эффективно проблема водоснабжения западных районов Туркмении в целом будет решена с приходом на ее территорию амударьинской воды по Каракумскому каналу.

Резюмируя все вышеизложенное, а также анализируя материалы, представленные многими авторами в XXXVIII томе «Гидрогеология СССР» (Туркменская ССР), можно констатировать, что на равнинной части территории Туркменистана еще имеются неиспользованные ресурсы пресных и соленых подземных вод. За счет запасов этих вод представляется возможным организовать во многом улучшить, а в отдельных районах организовать водоснабжение и частично орошение. В каждом из выделенных районов вопросы, связанные с использованием подземных вод для орошения и водоснабжения, должны решаться самостоятельно с проработкой наиболее экономически выгодных вариантов.

Все источники подземных вод, которыми располагает равнинная часть территории и которые можно использовать для водоснабжения и орошения, представляется возможным классифицировать следующим образом:

1. Крупные подпесчаные линзы пресных вод. Линзы пресных подземных вод этого типа имеют значительные (2—10 тыс. км²) площади распространения и обладают значительными статическими запасами подземных вод высокого качества. На базе этих запасов представляется возможным организовать не только водоснабжение отгонного животноводства, но и крупное промышленное водоснабжение различных промышленных районов. Примером может служить Ясханская линза пресных подземных вод, эксплуатация которой для промышленного водоснабжения осуществляется с 1963 г.

На территории Каракумов линз пресных вод типа Ясханской разведано значительное количество. Аналитические расчеты, выполненные Н. Г. Шевченко, Р. А. Смирновой и А. М. Штейман (1971), показали, что по наиболее крупным линзам можно получить до 1000 л/сек пресных подземных вод с применением спаренных систем водозаборных скважин, хорошо оправдавших себя на Ясханском водозаборе.

Для тех линз пресных подземных вод, которые не подходят по своим гидрогеологическим условиям к Ясханской линзе и обладают значительными статическими запасами, эксплуатация спаренными

системами скважин является мало эффективной. С целью определения наиболее эффективных методов эксплуатации такого типа линз пресных подземных вод потребуется выполнить комплекс математических проработок на различных машинах для разработки наиболее экономически эффективных эксплуатационных конструкций. К разработке вопросов, связанных с математическим моделированием при оценке прогнозных эксплуатационных запасов линз пресных подземных вод, в Институте геологии уже приступили.

Таким образом, крупные подпесчаные линзы пресных подземных вод на современном этапе изученности всех существующих источников водоснабжения на равнинной части территории являются наиболее надежным и экономически эффективным источником питьевого водоснабжения.

2. Подтакрыные линзы пресных вод. Линзы пресных вод этого типа наиболее часто встречаются в Центральных Каракумах, в Западно-Туркменской низменности и на северо-западе Туркмении. Формируются они, главным образом, за счет поверхностного стока, собирающегося на такырных и такыровидных площадях как внутри Каракумской пустыни, так и на стыке предгорных равнин с песчаными массивами. При правильной организации сбора и хранения поверхностного стока эти запасы пресных вод могут служить дополнительным источником питьевого и водопойного водоснабжения. Гарантированно за счет этих линз можно получить от долей до 10—20 л/сек пресной воды, при условии систематического искусственного пополнения их запасов за счет фильтрации поверхностного стока. Конечно, пресные воды этих линз по своему качеству не всегда отвечают требованиям, предъявляемым к питьевым водам, однако их роль в общем балансе питьевых вод Каракумов большая.

В. М. Гольдберг (1963), анализируя данные по размерам линз, характеру переходной зоны от пресных к соленым подземным водам, изменению мощности пресных вод и их минерализации, различные гидродинамические параметры, а также производительность водозаборов и его расположения в плане осуществил основные решения для прогноза изменения минерализации отбираемой воды из линз, в том числе и подтакрыных. Используя приведенные в его диссертации формулы, можно прогнозировать, как будет изменяться минерализация воды во времени при работе водозабора, расположенного на подтакрыных линзах.

С большой детальностью эти вопросы освещаются в работе В. Д. Бабушкина и др. (1969).

3. Прирусловые и приканальные линзы пресных вод. К этому типу линз относятся линзы, которые своим существованием обязаны подрусловой фильтрации рек и ирригационных систем. В связи с тем, что прирусловые и приканальные линзы пресных вод имеют практически постоянный источник питания (подрусловая фильтрация), организация водоснабжения на их запасах является вполне реальной. Несмотря на то, что для этого типа линз характерна ограниченная площадь распространения, относительно небольшая мощность пресных вод, их запасы постоянно пополняются и поэтому можно планировать широкое их использование для удовлетворения нужд сельского хозяйства. Практика показывает, что водозаборы производительностью в 10—20 л/сек могут работать в течение всего срока его эксплуатации.

Вопросам эксплуатации приканальных и прирусловых пресных вод посвящена большая работа И. А. Сорокиной (1967, 1969). Ею на примере линз пресных вод дельты Аму-Дарьи рассчитаны водозаборы и выработан рациональный режим эксплуатации пресных подземных вод

приканальных и прирусловых линз. Используя методы математического моделирования, автор решает вопросы эксплуатации этих линз при различных гидродинамических условиях, т. е. при продвижении соленых вод, подстиляющих линзу, при влиянии преслов в водоносном слое на подтягивание соленых вод снизу, а также определение скоростей движения боковой и нижележащей границы раздела пресных и соленых подземных вод в линзе при работе водозабора и отсутствии питания линз пресных вод.

Таким образом, проблема использования приканальных и прирусловых линз пресных вод и оценка их прогнозных эксплуатационных запасов успешно решена аналитически, а также с применением методов математического моделирования.

4. Линзы пресных подземных вод побережья Каспийского моря. Этот тип линзовых подземных вод известен лишь вдоль прибрежной зоны Красноводского полуострова. Формирование их происходит за счет конденсации паров воздуха. По своим запасам пресных вод, по площади распространения и мощности практическое значение их небольшое. Здесь можно получить лишь сотые и тысячные доли л/сек пресной воды, часто не отвечающей требованиям, предъявляемым к питьевым водам. По мере отступления Каспийского моря эти линзы постепенно исчезают.

Таким образом, несмотря на кажущуюся безводность, Каракумская пустыня располагает значительными, еще неиспользованными ресурсами пресных подземных вод. Имеются реальные возможности увеличить их запасы не только за счет ввода в эксплуатацию природных линз, но и за счет формирования искусственных линз пресных и солоноватых подземных вод.

Решение такой задачи требует учета сложных гидрогеологических условий, в которых происходит формирование и эксплуатация такого типа месторождений пресных подземных вод.

Традиционные методы аналитических расчетов, применяемые для оценки запасов подземных вод, помимо их большой трудоемкости, имеют ограниченные возможности с точки зрения учета сложных природных условий месторождений пресных вод, а также тех процессов, которые происходят под воздействием эксплуатации водозаборами. Все эти динамические процессы представляется возможным исследовать и учесть путем математического моделирования с применением аналоговых и вычислительных машин. Метод математического моделирования позволит наиболее эффективно решить задачи по определению оптимальных расходов водозаборных сооружений и прогнозных эксплуатационных запасов пресных подземных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабушкин В. Д. и др. Поиски, разведка, оценка запасов и эксплуатация линз пресных вод. «Недра», М., 1969.
2. Гольдберг В. М. Прогноз изменения минерализации воды при эксплуатации линз пресных вод. Автореферат диссертации, 1963.
3. Сорокина И. А. Вопросы формирования и гидрогеологических исследований приканальных и приречных линз пресных вод (на примере низовий Аму-Дарьи). Диссертация на соискание к. г.-м. н., 1967.
4. Сорокина И. А. Моделирование фильтрации жидкостей с учетом различия плотностей на интеграторе МСМ-1. В кн.: «Применение вычислительной техники при гидрогеологических исследованиях». М., «Недра», 1969.
5. Шевченко Н. Г., Иомудский К. Н., Смирнова Р. А., Штейман А. М. Аналитический метод оценки эксплуатационных запасов линзовых пресных вод. Изв. АН ТССР, серия ФТХиГН, 1971, № 2.

О. М. ПАНАСЕНКО, К. В. ТИУНОВ

О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ КУБА-ДАГА

Кубадагское шовно-глыбовое поднятие является одним из немногих районов Туркмении, где на дневную поверхность выходят древние магматические образования. Это обстоятельство наряду с определением геотектонической принадлежности и характера взаимоотношения с Большебалханской антиклиналью явилось причиной, что в последнее время эта структура привлекает значительное внимание исследователей, занимающихся вопросами геологии Северо-Западной Туркмении.

Большая часть Кубадагского шовно-глыбового поднятия скрыта под водами Красноводского залива и новейшими покровными образованиями. На поверхности обнажаются лишь часть северного крыла и отдельные участки свода. Судя по этим выходам, Кубадагское поднятие протягивается в широтном направлении более чем на 50—60 км, имеет плоский свод и четко выраженное северное крыло. В западной и центральной частях Кубадагского поднятия это крыло сложено верхнеюрскими и неокомскими отложениями, по крутому взбросу на них надвинуты породы магматического ядра. Непосредственно в тектоническом контакте, по так называемой Кубадагской флекуре, юрские и неокомские отложения местами приобретают вертикальное и даже опрокинутое залегание. Ширина флексуры 250—300 м, протяженность ее до 10 км. В более северной, Кюрюнянской флекуре породы верхнего мела и палеогена имеют северное падение под углом 40—60°. Ширина этой флексуры до 2 км, протяженность не менее 45 км. Севернее происходит резкое (до 10—15°) уменьшение наклона слоев, местами наблюдается почти горизонтальное залегание (Смолко, 1961).

Для Куба-Дага характерно горстообразное строение, при этом горстовая ядерная часть структуры соответствует возвышенностям Шах-Адам и Кара-Даг и возвышенной части полуострова Янгаджа. Для большей части структуры характерна инверсия рельефа, так как карбонатные породы северного крыла, которым соответствует гряда Куба-Даг, залегают на большом протяжении на более высоких высотных отметках, чем магматические породы размытого ядра структуры. Исключением является только восточная часть, где в отличие от западной и центральной частей структуры вместо палеозойских изверженных пород обнажаются верхнеюрские осадочные образования. Однако в единичных выходах можно наблюдать их трансгрессивное залегание на палеозое. Восточнее, на острове Даг-Ада, на магматических палеозойских породах залегают валанжинские отложения. Ранее А. И. Смолко (1961) указывал, что Кубадагское поднятие осложнено и складками второго порядка. Однако, по нашему мнению, не менее правомочно положение, что поднятие поперечными нарушениями разбито на отдельные блоки, отличающиеся разноамплитудным характером движения. В этой связи выходы магматических пород обнажаются не в ядрах антиклиналей второго порядка, а представляют поверхность более поднятых блоков. Южное крыло, согласно определениям глубин залегания магнитных масс, которое можно считать примерно соответствующим поверхностям палеозойского фундамента, имеет ступенчатый характер. Амплитуда погружения отдельных ступеней по разрывным нарушениям равна 0,5—1 км. Ширина ступеней достигает 5—10 км. Мощность осадочного чехла в южном направлении увеличивается. На западном окончании поднятия на палеозое залегают, по-видимому, неоген-антропогеновые отложения, на восточной части структуры, как можно судить по аналогии с данными о геологическом строении острова Даг-Ада и данными, полученными при структурно-профильном бурении, в состав осадочного чехла входят наряду с неоген-антропогеновыми неокомские, а возможно, и юрские образования.

Западное погружение Кубадагского поднятия, скрытое под водами Каспийского моря, срезается системой разломов северо-западного простирания, которые, по-видимому, являются продолжением разломов, ограничивающих Куба-Даг с юга (Корнев, 1960). Н. П. Лупповым (1957) установлено, что на востоке Куба-Даг отделяется от Большого Балхана небольшой седловинной.

Как показали результаты бурения, непосредственно за Дарджинским поперечным разрывным нарушением, ограничивающим с востока Кубадагское поднятие, на палеозойских гранитах на глубине 455 м залегает акчагыл. Далее на восток в разрезе появляются более древние отложения. Однако здесь юра, по-видимому, отсутствует,

а для меловых и палеогеновых отложений характерен резко сокращенный разрез. От западного окончания Большого Балхана этот участок (Дарджинский блок) отделяется поперечным разрывом амплитудой более 1,5 км.

Таким образом, разделяющая Кубадагское и Большебалханское поднятия структурная седловина в течение юрского, мелового и палеогенового времени была сравнительно устойчивым участком. Лишь в позднеплиоценовое время этот участок стал областью значительного прогибания, вследствие чего образовалась структурная седловина (Белекский прогиб).

В течение ранне- и среднеюрского времени район Куба-Дага представлял возвышенную сушу. Начавшись в позднеюрскую эпоху, нисходящие движения охватили в валанжине почти всю площадь Кубадагского поднятия. В апт-альбское время продолжалось общее опускание, прерывавшееся кратковременными поднятиями, вследствие которых происходил размыв ранее образовавшихся отложений. Подобное же развитие продолжалось в течение позднего мела и большей части палеогена. В начале миоценовой эпохи образовалась Кубадагская антиклиналь, а также разрывные нарушения и флексуры, ограничивающие ее с севера. Угловое несогласие под средним миоценом местами (на флексурах) превышает 45° . Очевидно, в это время происходили подвижки блоков фундамента по поперечным разрывам. В позднемиоценово-раннеплиоценовое время в результате продолжившегося воздымания на площади Кубадагского поднятия образовался горный рельеф и у подножья гор происходило накопление пролювиальной кюрюньинской свиты. Со среднеплиоценового времени начал оформляться Белекский прогиб, разделивший Кубадагское и Большебалханское поднятия. В это же время началось интенсивное ступенчатое опускание южной части Куба-Дага.

В 1965 году сотрудниками ВИМСа Л. Г. Опарышевой, А. С. Столяровым и другими (1971) в пределах массивов магматических пород Шах-Адам и Карадаг было обнаружено гидротермальное полиметаллическое орудение. Впоследствии (в 1966 — 1967 годах) на этих массивах Б. И. Селивановым были проведены поисковые работы. Рудопроявления связаны с крупными субширотными разрывными нарушениями. Наиболее интенсивная минерализация связана с рудопроявлением Карадаг, приуроченным к нарушению, оперяющему главный (Центральный) разлом, и с рудопроявлением, расположенным восточнее, в зоне Центрального нарушения, в районе горы Столовой. Во втором нарушении отмечается преимущественно медная минерализация. На участках рудопроявления Л. Г. Опарышевой, А. С. Столяровым и другими выделяются стадии дорудного метасоматического гидротермального изменения пород и четыре стадии гидротермального процесса, разделенные между собой тектоническими подвижками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Корнев В. А. Геологическое строение юго-восточной части акватории Туркменского сектора Каспийского моря по данным морских геофизических исследований. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1960.
2. Луппов Н. П. Кубадагская антиклиналь. «Геология СССР». Том XXII, часть I, геологическое описание, М., Госгеолтехиздат, 1957.
3. Опарышева Л. Г., Столяров А. С., Казинский Е. В., Дорохин П. А. О первых находках проявлений полиметаллов в магматических породах Западной Туркмении. Изв. АН ТССР, сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, № 2, 1971.
4. Смолко А. И. История развития рельефа и тектоника Красноводского полуострова. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 46, вып. 2, Л., 1961.

О. М. ПАНАСЕНКО

О ВОЗРАСТЕ И РАСЧЛЕНЕНИИ КРАСНОЦВЕТНОЙ МОЛАССЫ ТУАРКЫРА

Рассматриваемый комплекс отложений обнажается и вскрыт неглубокими скажинами на Туаркыре и одной глубокой на Джамале. Впервые красноцветы как аманбулакская свита пермско-триасового возраста описаны Н. П. Лупповым (1932). Л. Д. Кипарисова и В. С. Курбатов (1952) выделили из состава свиты фаунистически обоснованный нижний триас. Полная мощность толщи туаркырских красноцветов (молассы), по нашей оценке, составляет около 4200 м. Эта толща по литологическим признакам делится ее исследователями по-разному — на свиты, подсвиты, толщи, горизонты, пакки, циклы. Наиболее дробное деление, хорошо отображающее вертикальное изменение состава, предложено В. А. Бочаговым, В. Л. Гершковичем, Б. И. Пигульским и др. Не обсуждая обоснованность употребления этими авторами терминов «свита» и «горизонт», в дальнейшем будем пользоваться приведенными наименованиями (табл. 1). Нами предлагается деление молассы на три трансгрессивных ритма, сложенных в основании грубообломочными отложениями, а в кровле — мелкообломочно-глинистыми. Ритмы разделены перерывами, границы их носят следы размывов. Е. А. Свешников и А. Б. Халезов (работы 1956—1960 гг.) разделили красноцветы на I, II, III кизылкаинские и «аманбулакскую» свиты, нижние части которых составляют грубообломочные толщи. I кизылкаинская отвечает большей части выделяемого нами I ритма, II кизылкаинская — полностью II ритму, а III кизылкаинская и «аманбулакская» свиты — III ритму.

Нижнетриасовые слои без перерыва залегают на аманбулакской свите, следовательно, ее кровля — верхняя граница пермской системы. В настоящее время бурением севернее Кизылкайя вскрыта подошва аманбулакской свиты, которая содержит здесь в основании обломки среднепалеозойских пород и налегает на выветрелую и размытую поверхность габбро, относимых большинством исследователей также к среднему палеозою. Таким образом, на разновозрастной, видимо, кровле среднего палеозоя залегают недатированная подошва аманбулакской свиты, следовательно, о размере перерыва, как и о глубине среза подстилающих свиту пород, прямо судить нельзя.

В подошве «пермо-триаса» на Мангышлаке обнаружена флора, по мнению Т. А. Сикстель (1964) и А. И. Левенко (1966), переходная по возрасту от позднего карбона к ранней перми. Мощность дотриасовой части разреза на Туаркыре больше (3500 м), чем на Мангышлаке (3000 м); медленно накапливающиеся алевролитно-аргиллитовые пакки занимают свыше 50% туаркырского разреза, в мангышлакском — около 20%; о более быстром захоронении осадков низов мангышлакского комплекса в сравнении с аманбулакской свитой говорят и менее многочисленные следы внутриформационных размывов. Направивается предположение о большем общем времени, затраченном на накопление аманбулакской свиты Туаркыра, чем понадобилось на образование биркутской, отпанской и долнапинской свит Мангышлака, и о большей древности подошвы туаркырской молассы, чем обнажающейся части биркутской свиты с переходной флорой. Поэтому самые низы красноцветной молассы Туаркыра мы условно относим к верхам верхнего карбона.

Пакки грубообломочных образований нижних частей трех выделенных ритмов мы предполагаем связанными с максимумами проявления трех позднегерцинских тектонических фаз (астурийской, заальской и пфальцской), имевших место соответственно в конце карбона, в конце ранней перми и в конце поздней перми. Предположения о хронологической приуроченности названных фаз базируются на материалах многочисленных определений абсолютного возраста основных фаз гранитообразования, метаморфизма и складчатости в Алтае, Салаире, Саянах, Казахстане, Тянь-Шане, Урале, Мугоджарах, Кавказе и других регионах. Эти данные статистически обобщены в работе М. М. Рубинштейна (1967), выводы которого находят подтверждение во многих других исследованиях. Изложенные соображения дают нам возможность впервые, хотя и условно, стратифицировать туаркырскую верхнепалеозойскую молассу (табл. 1).

Мангышлакская моласса отличается характерными особенностями (Шлезингер,

Таблица 1

Ритмы*	Отделы*	Кавказ	Туаркыр**	Мангышлак	
III 1350 м	T ₁ 700 м	морские отложения	горизонты: 1) песчанико- во-глинистый, 2) гравелито- песчаниковый, 3) конгломера- товый	морские отложения	свиты:
			красноцветы		
II 1600 м	P ₂ 1500 м	перерыв, разрыв	свиты: 1) конгломера- товая,	конгломераты, максимум кра- сноцветности	долнапинс- кая
		морские отложения	2) алевролито- аргиллитовая, 3) верхняя аргиллитовая,	сероцветно- красноцветные глины и песча- ники красноцветно- сероцветные глины и песча- ники	
I 1250 м	P ₁ 1400 м	конгломераты	4) песчаниково- аргиллитовая,	красноцветные песчаники	отпанская
		угловое несо- гласие конгломераты	5) песчанико- во-конгломера- товая, 6) верхняя туфогенная, 7) средняя аргиллитовая, 8) нижняя туфогенная, 9) нижняя аргиллитовая,	сероцветные песчаники	
	C ₃ 600 м	красноцветные песчаники	10) пестроцвет- ная	аргиллиты	биркутская
		конгломераты эффузивы			

* Мощности ритмов и отделов приводятся для Туаркыра.

** Горизонты и свиты по В. А. Бочагову, В. Л. Гершковичу, Б. И. Пигульскому и др., работы 1952—1963 гг.

1965): биркутская свита (около 400 м) состоит преимущественно из голубовато-серых аргиллитов; отпанская свита (около 1400 м) песчаниковая, в нижней части в основном сероцветная, в верхней—красноцветная; долнапинская свита (около 1000 м) аргилли-
тово-песчаниковая красноцветная, вверх по разрезу количество прослоев зеленовато-
серых пород сокращается до полного исчезновения и появляется несколько прослоев
мелкогалечного конгломерата. Такое строение мангышлакской молассы позволяет нам
провести ее ритмо-стратиграфическое сопоставление с туаркырской. Основание первого
ритма в Мангышлаке не вскрыто, второй ритм начинается с красноцветных песчаников
отпанской свиты, сменяющих сероцветные, и третий ритм — с появления мелкогалеч-
ных конгломератов долнапинской свиты и максимума ее красноцветности. Заальская
фаза, вероятно, приурочена ко времени накопления красноцветных песчаников отпан-
ской свиты: красноцветность свидетельствует о появлении в результате орогенеза вблизи
бассейна седиментации омоложенных источников сноса. Пфальцская фаза своим мак-
симумом, возможно, запечатлелась апогеем красноцветности и, наконец, появлением
конгломератов в долнапинской свите. В связи со сказанным рубежом нижней и верхней
перми, видимо, проходит где-то в средней части отпанской свиты, а верхняя граница
перми — ближе к верхам долнапинской. Последняя тогда включает в себя и низы ниж-
него (континентального) триаса, что предполагали Л. Д. Кипарисова (Геологическое
строение СССР, 1958) и многие другие. Грубая оценка мощностей перми для Мангыш-
лака показывает для нижнего отдела более 1100 м, для верхнего—менее 1700 м, т. е.
величины, соизмеримые с туаркырскими.

Верхнекарбонный разрез Кавказа и Закавказья, по Л. С. Либрович (Геологическое строение СССР, 1958), состоит из континентальных отложений с конгломератами и порфиритами в верхней части. Либо согласно на верхнем, либо на метаморфическом нижнем карбоне, по Б. А. Лихареву (Геологическое строение СССР, 1958), залегают нижнепермские континентальные красноцветы на Северном Кавказе; внизу это песчаники, вверху — конгломераты. Местами с угловым несогласием и начинаясь конгломератами, залегают на нижней верхней перми. Контакт ее с триасом несогласный или тектонический. Здесь мы можем констатировать ритмичность, сопоставимую с намеченной на Туаркыре и Мангышлаке по крайней мере в строении континентальной части верхнекарбонно-пермского разреза. Основание первого ритма включает конгломераты верхнего карбона, верхнюю часть составляют красноцветные песчаники нижней перми. Второй ритм, начинаясь конгломератами нижней перми, включает морские отложения верхней перми. Проявления же трех тектонических фаз на Кавказе наиболее явны. С первой из них, видимо, связаны конгломераты и порфириты верхнего карбона, со второй — конгломераты и угловое несогласие между отделами пермской системы и с третьей — несогласное залегание на верхнепермских и более древних отложениях слоев нижнего триаса с базальным конгломератом (см. табл. 1).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. Госгеолтехиздат, М., 1958.
2. Кипарисова Л. Д., Курбатов В. С. О наличии триасовых отложений в Туаркыре. — Изв. АН СССР, сер. геол., М., № 6, 1952.
3. Левенко А. И. Об открытии нижнепермской флоры в Горном Мангышлаке и о возрасте конгломератов Фараба. — ДАН СССР, т. 169, № 2, 1966.
4. Луппов Н. П. Геологический очерк Восточно-Карабогазского района по исследованиям 1929 и 1930 гг. — Тр. ВГРО, вып. 269, Л., 1932.
5. Рубинштейн М. М. Орогенические фазы и периодичность складообразования в свете данных абсолютной геохронологии. М., Геотектоника, № 2, 1967.
6. Сикстель Т. А. О континентальных отложениях перми в Средней Азии. — В сб. научных тр. ТашПИ. Главгеология УзССР, вып. 4, Ташкент, 1964.
7. Шлезингер А. Е. Структурное положение и развитие Мангышакской системы дислокаций. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 132, М., 1965.

К. ТЕГЕЛЕКОВ

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛОЩАДЕЙ ТУЗЛЫ-ЧАЙ, СУЙДЖИ И ЗАПАДНЫЙ ЗИРИК ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ РАССЕЯННОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

С целью оценки перспектив газонефтеносности Тузлы-Чая, Суйджи и Западного Зирика изучались органические компоненты пород. Исследования проводились люминесцентно-битуминологическим и химико-битуминологическим методами. Изложение материалов проводится последовательно по люминесцентному, а потом — по химическому анализам.

Тузлы-Чай

Вскрытая часть мела мощностью 35—40 м представлена мергелями, глинами и песчаниками. Содержание свободного битума в мергелях, в песчаниках и глинах колеблется в пределах от 0,003 до 0,01%. Органический углерод встречается от 0,09% (известняк) до 0,16% (глина).

В разрезе красноцветной толщи исследовались в основном глины. Они содержат битума 0,003—0,01%. Сорг встречается в глинах от 0,15 до 0,20%. Коэффициент битуминозности, по Н. Б. Вассоевичу, изменяется от 1,5 до 7%. Алевриты содержат битума 0,0025—0,06%, Сорг — 0,17—0,86%. Коэффициент битуминозности 5—7%. Содержание битума в песчаниках колеблется от 0,0006 до 0,0025%. Битум красноцветной толщи преимущественно нейтральный и средний.

В ачкагыльских отложениях содержание битума изменяется от 0,0009—0,005% (песчаники) до 0,007—0,04% (глины). Битум характеризуется средним составом. Концентрация Сорг колеблется от 0,05 (песчаник) до 0,32% (аледрит).

Песчано-глинистые породы апшеронского яруса характеризуются содержанием битума 0,01—0,03%, Сорг—0,20—0,28%. Коэффициент битуминозности 4—17%. Битум среднего состава преобладает над нейтральным и кислым битумами.

Химико-битуминологический анализ показывает содержание битума (имеется в виду общий битум) в меловых отложениях 0,02—0,03%, гуминовых кислот — 0,08—0,31%. Отношение спиртобензольного битума А к хлороформенному битуму А составляет 1. В групповом составе органического вещества хлороформенный битум А составляет 2,8—5,5%, битум А — 3—8%, общий битум — 16—19%.

Отложения красноцветной толщи характеризуются органическими веществами и битумом примерно в тех же количествах, что и в меловых отложениях. Определение элементарного состава хлороформенного битума устанавливает: С—71—72%, Н—10—13%.

Суйджи

Разрез вскрытой части мела сложен глинами, мергелями и песчаниками. В разрезе преобладают глины. Нами в основном анализировались мергели. Битум в глинах и алевритах колеблется от 0,003 до 0,04%, в песчаниках и мергелях от 0,001 до 0,01%. Содержание Сорг в породах изменяется от 0,10 до 0,20%. Гуминовые кислоты в породах встречаются от 0,0003 до 0,002%. Коэффициент битуминозности колеблется от 0,5 до 4%. Битум характеризуется нейтральным и средним составом.

Красноцветная толща представлена песчаниками, алевритами и глинами. В трех типах пород красноцвета битум распределяется примерно одинаково (0,002—0,01). Сорг содержится от 0,07 до 0,14% в песчаниках и от 0,25 до 0,35% — в глинах. Коэф-

Коэффициент битуминозности изменяется от 1 до 3%. Битум красноцветной толщи нейтральный и средний. Отложения ачкагыльского и апшеронского ярусов характеризуются почти одинаковым количеством и качеством органического вещества, что породы красноцвета.

По разрезу бакинского яруса изучались песчаник и алеврит. Содержание битума в песчанике составляет 0,236%.

Материалы химико-битуминологического анализа по меловым отложениям показывают, что отношение спиртобензольного битума А к хлороформенному битуму А обычно больше 1. Отношение битума А к битуму С изменяется в широких пределах (от 0,25 до 2,2%). Относительно высокое содержание битума отмечено в алеврите (0,24%). Содержание гуминовых кислот колеблется от 0,02 до 0,625%. В групповом составе органического вещества битум составляет 9—60%, в том числе хлороформенный битум А 4—6%, гуминовые кислоты — 5—6%. В элементарном составе хлороформенного битума А, за исключением одного образца, С—70—73%, Н—12—15%. Сумма углеводородных элементов в битуме колеблется от 7 до 13%. Как содержание битума, так и отношение битума А к битуму С, спиртобензольного битума А к хлороформенному битуму А и содержание Сорг красноцветной толщи имеют почти те же значения, что и меловые отложения.

Породы ачкагыльского яруса по сравнению с породами красноцветной толщи и мела более битуминозны. В групповом составе органического вещества битум составляет около 50%, гуминовые кислоты—7%. Элементарный состав битума имеет сходство с элементарным составом природной нефти.

Западный Зирик

Вскрытая часть мела мощностью 40 м представлена известняками, мергелями и глинами. Наиболее битуминозными оказались известняки (0,02%). Битум нейтральный. Содержание Сорг в породах изменяется от 0,10 (известняки) до 0,26% (глины).

Разрез палеогена представлен преимущественно глинами. Битум в глинах изменяется 0,01—0,02%. Сорг колеблется от 0,50 до 0,60%. Коэффициент битуминозности варьирует от 1 до 2%. Битум кислый.

Ачкагыл сложен глинами, мергелями, известняками, алевритами и песчаниками. Преобладающими породами в разрезе являются глины. Битуминозность всех этих пород примерно одинакова, за исключением алевритов, имеющих более повышенное содержание битума. Битум в породах колеблется от 0,0003 до 0,01%. Содержание Сорг изменяется в пределах от 0,14 до 0,40%. Коэффициент битуминозности колеблется от 0,5 до 4%. Битум встречается в кислом, среднем и нейтральном составе.

Апшеронский ярус сложен в основном глинами. Содержание битума в глинах варьирует от 0,003 до 0,02%. Сорг — от 0,50 до 0,60%. Коэффициент битуминозности глины низкий (0,5—1%). В песчаниках битум встречен до 0,23%. Здесь битумный коэффициент возрастает до 5%.

Разрез бакинского яруса представлен глинами и песками. Содержание битума в глинах изменяется от 0,0003 до 0,001%.

Химико-битуминологическому анализу подвергались глины и известняки мела. Хлороформенного битума в известняках содержится больше, чем в глинах. В глинах содержание битума колеблется от 0,03 до 0,17%. Отношение спиртобензольного битума А к хлороформенному битуму А составляет 0,5—7. Отношение битума А к битуму С изменяется от 0,7 до 2. Гуминовые кислоты встречены от 0,01 до 0,04%. В групповом составе органического вещества битум составляет 10—78%, гуминовые кислоты—4—14%. В элементарном составе битума известняков С—66—87%, Н—13—15%, глины С—63—88%, Н—2—9%.

Породы палеогена более битуминозные, чем породы мела. Отношение спиртобензольного битума А к хлороформенному битуму А составляет 1,66—3,05, отношение битума А к битуму С — 1,2—1,34. Гуминовые кислоты встречены в пределах от 0,005 до 0,08%. В групповом составе органического вещества битум составляет 7—24%, в том числе хлороформенный битум А—2—3%. Элементарный состав битума: С—60—70%, Н—10,33—10,6%.

Отложения апшеронского яруса характеризуются содержанием битума от 0,08 до 0,29%. В них отношение спиртобензольного битума А к хлороформенному битуму А изменяется от 2 до 3. Устанавливаются сходные групповой, элементарный состав битума апшеронского яруса и палеогена.

Анализ органических компонентов мезо-кайнозойских отложений устанавливают существование весьма изменчивых геохимических условий осадконакопления в период мела, верхнего плиоцена и постплиоцена в пределах трех исследованных площадей. Именно этим обусловлено закономерное увеличение содержания органического углерода с севера на юг, т. е. от Тузлы-Чая к Западнему Зирику. Такой характер распределения органического вещества в породах указывает на более благоприятную обстановку, при которой отлагались эти осадки в районе Западного Зирика.

Высокое содержание Сорг в породах палеогена свидетельствует о формировании его отложений в более благоприятных геохимических условиях.

Низкая концентрация Сорг (0,10—0,25%) в породах верхней части мела и красноцветной толщи является результатом формирования их отложений в лагунно-морских условиях.

Изучение органических компонентов мезо-кайнозойских отложений Тузлы-Чая, Суйджи и Западного Зирика служит основанием не только для научных выводов, но и практических. В частности, преобладание эпигенетичного битума в породах площади Суйджи делает ее более перспективной в отношении газонефтеносности. Учитывая это, а также относительно лучшую изученность данной площади геофизическими методами и структурным бурением, в целях уточнения геологического строения и оценки перспектив нефтегазоносности нижнемеловых отложений рекомендуем здесь бурение одной глубокой (5000 м) скважины.

И. МЕЛЕДЖАЕВ, Н. С. ЦЕПЕЛЕВ, **М. Э. ЭСЕНОВ,**
Н. БЕКМУРАДОВ, Г. САПАРОВ

О ХАРАКТЕРЕ ИЗМЕНЕНИЙ ПЕСЧАНИСТОСТИ В РАЗРЕЗАХ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ ЮЖНЫХ РАЙОНОВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ (К поискам экранированных типов ловушек)

Разрез рассматриваемых отложений в ловушках структурного типа в различных районах неодинаков, а в возрастном отношении и неравномерно нефтегазонасыщен. В то же время отмечается высокая песчанность верхнего и глинистость нижнего отделов красноцветной толщи. При этом наиболее высокая нефтегазонасыщенность на разбуренных структурах приурочена к разрезам нижнего отдела. Подобная непропорциональная, относительно песчанности разрезов, нефтегазонасыщенность в ловушках структурного типа объясняется многими причинами. Некоторые из них раскрыты в работах Л. Я. Шварца (1965), Н. Хаджинурова (1967), Цепелева и Меледжаева и др.

Ловушки типично литологически экранированного типа в данном районе неизвестны, но они, безусловно, существуют. Поиски их сопряжены с известными трудностями. Построение карты песчанности позволяет определить направление выклинивания пород коллекторов и тем самым указать зоны, в пределах которых при благоприятных условиях (наличие покрывки, восстановление пластов, миграция углеводородов) возможно существование литологически экранированных ловушек.

Для построения карт песчанности использованы каротажные диаграммы стандартных зондов, гранулометрические анализы кернового материала. Прилагаемые карты составлены по каротажным диаграммам, по относительным значениям ПС и КС выделялись проницаемые алевролитно-песчаные слои или преимущественно проницаемые пачки слоев и непроницаемые глинистые слои или преимущественно непроницаемые пачки слоев (рис. 1а, б). На каждой из структур (рис. 2, 3) подбирались скважины по продольному, поперечному профилям, в разрезах которых подсчитывалось процентное содержание проницаемых прослоев относительно общей мощности разреза. Подсчет производился отдельно для разрезов нижнего и верхнего отделов красноцветной толщи. Всего было рассмотрено около 90 разрезов скважин.

Сопоставление разрезов толщи в пределах структур и между ними сопряжено с известными трудностями, обусловленными исключительной изменчивостью литологического состава пород, неполнотой вскрытия разрезов, отсутствием надежных реперов, микрофауны. Поэтому оно осуществлялось по мощным пачкам и не лишено элементов субъективности исследователей.

Результаты подсчета и сопоставлений разрезов нижнего и верхнего отделов толщи переносились на структурную карту. По представительности разрезов более высокой достоверности отвечает схематическая карта песчанности верхнего отдела.

На карте песчанности разрезов верхнего отдела красноцветной толщи отражены колебания песчаного материала в пределах 20÷70 и более 70%. Наиболее высокое содержание его отмечается в северо-западной части рассматриваемой территории (площади Гограндаг и Карадашли). В южном и юго-восточном направлениях количество песчаного материала убывает, в разрезах Окарема и Миасера составляет 40—50%. Юго-восточнее указанных пунктов песчаный материал составляет менее 20%. В пределах отдельных структур также наблюдается незначительное уменьшение песчанности от сводов к крыльям складок (рис. 1, 2).

На схематической карте песчанности разрезов нижнего отдела красноцветной толщи верхний предел содержания песчаного материала не превышает 50% и относится к северо-восточной части рассматриваемого района. Направления уменьшения песчанности те же, что и в разрезах верхнего отдела.

Аналогичные направления наблюдаются также по уменьшению содержания наиболее крупнозернистой фракции (более 0,25 мм) в разрезах обоих отделов толщи. В указанном же направлении в разрезах верхнего отдела отмечается увеличение содержания глинистых фракций в породах.

ЗОНА NО.25-М-2,25-А

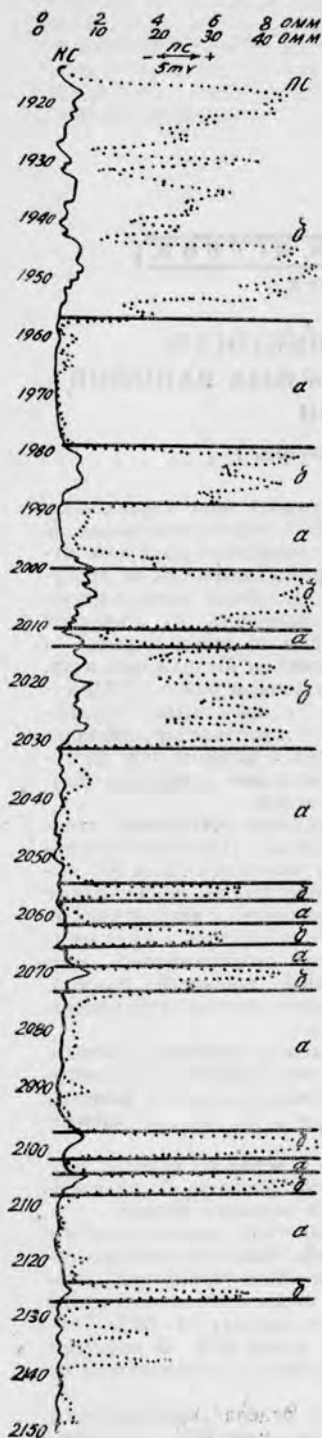


Рис. 1. Проницаемые (а) и непроницаемые (б) слои по каротажным диаграммам.

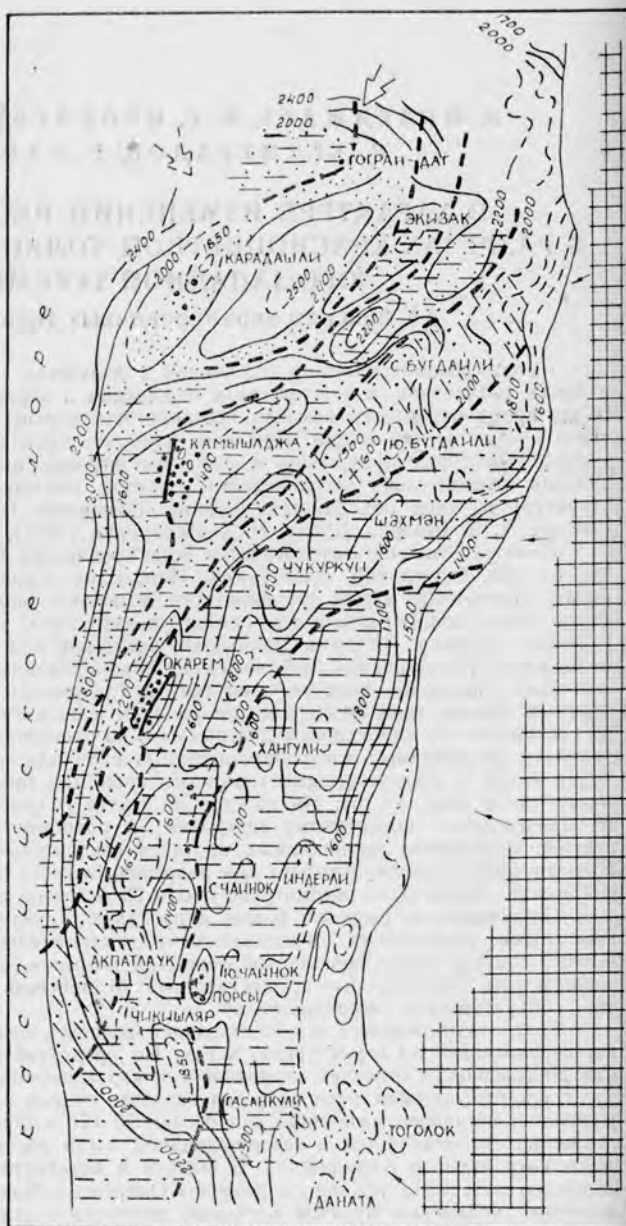


Рис. 2. Схематическая карта песчанности верхнекрасноцветной толщи южной части Западно-Туркменской впадины (составили И. Меледжаев, Н. С. Цепелев, структурная основа Б. А. Харикова и др., 1966).

Общая мощность разрезов красноцветной толщи уменьшается с запада на восток и в отдельных районах составляет: в северных районах — Котур-Тепе — более 500 м, Небит-Даг — 2300 м, Кум-Даг — 1600 м, Боя-Даг — 1300 м, Сыртланли — 500 м, Тоголок — около 500 м; в южных районах — Окарем — 1800 м (вскрытая часть), Миасер — 2200 м (вскрытая часть), Акмая — около 1100 м, Изат-Кули — 80 м. Уменьшение мощностей сопровождается выпадением из разрезов нижних горизонтов толщи.

Изложенные факты на первый взгляд кажутся противоречивыми: изменения песчаности, содержания наиболее крупнозернистой песчаной и глинистой фракций указывают на общее северное и северо-западное направление погребения осадочного материала; направление (восточное и юго-восточное) уменьшения мощностей тоже, казалось бы, должно совпадать с направлением погребения материала. В действительности же разрезы восточных и юго-восточных разрезов рассматриваемой территории имеют преимущественно глинистый состав с включениями брекчий и катунов глинистых пород. Залегают они с азымом на миоценовых, палеогеновых и верхнемеловых породах включительно. Размытые миоценовые, палеогеновые и верхнемеловые образования были представлены преимущественно глинами. Продукты их переотложения составили основную часть разрезов красноцветной толщи восточных и юго-восточных районов. Следовательно, снос обломочного материала осуществлялся с севера, северо-запада и с востока. Преимущественное направление сноса — южное во время накопления осадков нижнего отдела и юго-восточное — во время накопления осадков верхнего отдела красноцветной толщи.

Полоса встречи потоков несимых материалов (песчаного — с северо-запада и глинистого — с востока и юго-востока) являлась полосой взаимного замещения литологических типов пород в разрезах. Начало этих замещений отвечает 50%-ному содержанию песчаных и глинистых пород в разрезах. При содержании песчаных пород менее 40% начинается выклинивание коллекторов и возможно образование литологических ловушек.

Изолинии, отвечающие 50%-ному и меньшему содержанию песчаного материала в разрезах, мы считаем достаточно аргументированным критерием при прочих благоприятных условиях для определения полосы выклинивания коллекторов и возможного образования ловушек.

Секущее положение изолиний песчаности относительно структурных изолиний свидетельствует о том, что формирование структур происходило в основном после осадконакопления. В период осадконакопления проявлялась лишь слабая тенденция к замыканию структур.

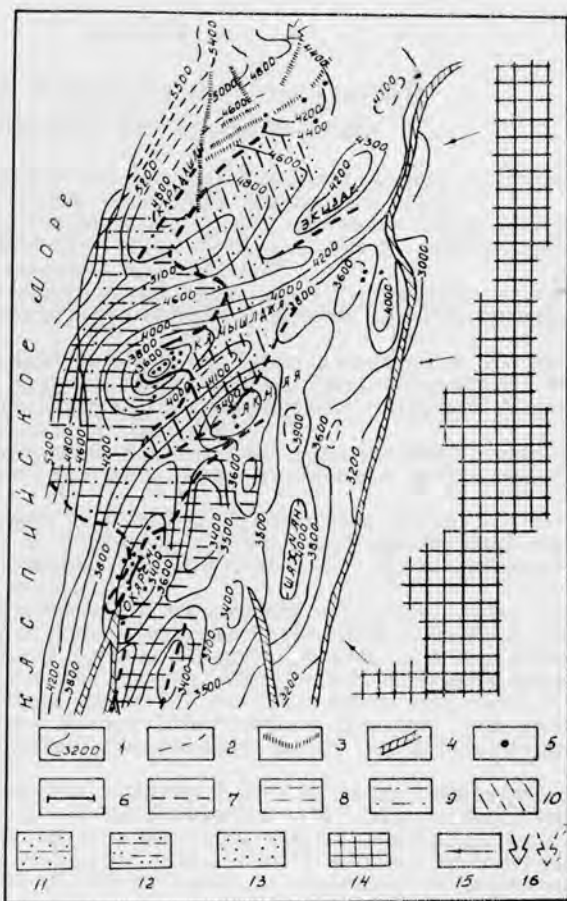


Рис. 3. Схематическая карта песчаности нижнекрасноцветной толщи южной части Западно-Туркменской впадины (составили И. Меледжаев, Н. С. Цепелев).

1 — изолинии; 2 — разрывные нарушения, установленные бурением; 3 — предполагаемые по данным геофизики; 4 — зоны возможного развития разрывных нарушений, предполагаемые по комплексу геолого-геофизических данных; 5 — скважины. Границы распространения литологических разностей: 6 — уверенная и 7 — предполагаемая. Песчаность по каротажным диаграммам (в %): 8 — от 20 до 30; 9 — от 30 до 40; 10 — от 40 до 50; 11 — от 50 до 60; 12 — от 60 до 70; 13 — выше 70; 14 — предполагаемые области денудации; 15 — допускаемые направления сноса преимущественно глинистого материала; 16 — допускаемые основные направления сноса. (Условные обозначения рисунков 2 и 3 одинаковые).

С. ХАНОВ

О ЛИТОЛОГИИ КРАСНОЦВЕТНОЙ ТОЛЩИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ТУРКМЕНИСТАНА

В составе неогеновых отложений на территории Туркмении наряду с другими комплексами пород встречается и так называемая Челекенская свита.

Геологическому строению, литологии, палеогеографии нефтегазоносной Челекенской свиты (красноцветной толщи) восточного борга Южно-Каспийской нефтегазоносной впадины посвящен ряд трудов предыдущих исследователей.

Автор занимался изучением красноцветной толщи как в естественных выходах, так и в разрезах скважин в пределах нефтегазоносного бассейна Юго-Западного Туркменистана.

Мощность отложений красноцветной толщи колеблется в пределах от 100 до и более 3000 м. Отметки подошвы уходят в разные глубины Западно-Туркменской низменности, и они не везде вскрыты. Отметки кровли колеблются в широких пределах от +90 м на Челекене до —3115 на острове Огурчинск.

Красноцветная толща сложена почти исключительно чередующимися между собой пластами и пропластками глин, алевритов, песков-песчаников и грубообломочных пород.

В изученных отложениях нами выделены следующие типы пород:

Глины коричнево-вишневые и шоколадно-красные, голубовато-буровато-серые, уплотненные, известковистые. Под микроскопом можно различить глины алевритистые с редкими песчаными зернами кварца.

Следует подчеркнуть, что без включений алевритовых и песчаных зерен глин мы не встречали. Это отмечается особенно в образцах из прибортовых разрезов. Глины эти мощностью 0,2—15 м развиты главным образом в нижней части и в сравнительно меньшей степени в других частях разрезов. Красный цвет обусловлен присутствием в породе окиси железа в виде примазок и отдельных пятен. Встречается также пирит, а в некоторых глинистых пластах содержание их достигает 90% (тяжелая фракция), и в подобных случаях они придают породе зеленовато-латунный оттенок.

Алевриты представлены зернами размером 0,05—0,025, слабо сцементированными. Цвет их коричнево- и буровато-серый. Алевриты имеют большое распространение в южных частях депрессии. На этот тип пород гадает значительная доля из состава пород общего разреза красноцветной толщи. Дело в том, что красноцветная толща, имеющая значительную (более 3000 м) мощность, особенно в наиболее опущенных частях Западно-Туркменской депрессии, состоит из часто чередующихся пластов глин, песков и алевритов. Алевриты встречаются как глинистые, так и песчаные. Содержание алевритовых зерен в породе колеблется от 50% до 70%, а мощность составляет от 0,1 до 7 м.

Пески-песчаники, в основном мелкозернистые, встречаются также и тонкозернистые. Пески слюдяные, цвет их обычно желтовато- и голубовато-серый. Песчаники встречаются как в виде отдельных пропластков, так и в виде маломощных пластов. Они обычно некрепко сцементированные и карбонатные. Цементирующая масса — глины и карбонаты. Песчаники содержат отдельные зерна глауконита, пирита и чернорудных минералов. Мощность пластов песка достигает 30 и более метров.

Грубообломочные породы распространены на подножьях гор: Малый Балхан, Даната, обрамляющих депрессию, а также в разрезах тех складок (Сыртланли, Монжуклы), которые расположены близко к последним. Грубообломочные породы представлены отсортированными разнозернистыми песками, гравелитами и разногалечными конгломератами. Они также встречаются в виде единичных включений, мощность их колеблется от сантиметра до десяти и более метров.

В разрезе красноцветной толщи, кроме описанных разновидностей пород толщи, встречаются также карбонаты, как примесь во всех типах пород, пелитоморфные извест-

няки (мергели), продукты извержения грязевых вулканов и вулканические пеплы, но они составляют лишь очень незначительную часть от общего объема красноцветной толщи (см. табл. 1).

В системе распространения типов пород в пространстве выяснилось наличие отдельных литологических зон, характеризующихся преобладанием определенного типа пород. Таких литологических зон в пределах Юго-Западного Туркменистана для красноцветной толщи оказалось три:

1. Зона грубообломочных пород. Она распространена в пограничной полосе сочленения Западно-Туркменской низменности с окружающими горными сооружениями.

2. Зона развития песчанисто-глинистых отложений. Она охватывает все нефтяные месторождения Прибалханского района (за исключением Челекена). Здесь процент содержания песков-песчаников колеблется в пределах 60—80%.

3. Зона развития глинисто-песчаных отложений. В этой зоне содержание глины колеблется в пределах 60—76%. Распространены эти отложения в Кеймир-Чикишларском районе.

Необходимо подчеркнуть, что перечисленные три литологические зоны имеют между собой тесную генетическую связь.

Скорость и количество поступающих осадков не были повсеместно одинаковыми, и последнее регулировалось дифференцированным тектоническим развитием всего бассейна в целом в период накопления красноцветной толщи. На распространение отдельных групп типов пород в пределах Юго-Западного Туркменистана повлияли главным образом расчлененный рельеф и условия, имевшие место в среде осадконакопления и за ее пределами, — имеются в виду зоны и регионы смыва и переноса терригенно-карбонатных материалов. Об этом свидетельствует география распространения типов пород и степень их группировки в разрезы. Судя по характеру литологического строе-

Таблица 1

Процентное соотношение типов пород разрезов красноцветной толщи

№. № п/п	Название точек разрезов	Кровля в м	Общая мощность скв. вскрыт.	Конгломераты		Пески и пес. алев. ролиты		Глины и глин. алев. ролиты	
				м	%	м	%	м	%
1.	Чалоюк-Алжияб	1085	120	ред. вкл.	—	30	25	90	75
2.	Адам-Кудук	1025	1375	—	—	380	28	995	72
3.	Кеймир	1350	1130	—	—	355	31	775	69
4.	Миассер	1260	1180	—	—	275	25	805	75
5.	Окарем	1170	2320	—	—	837	36	1493	64
6.	Камышлджа	1330	1955	—	—	777	40	1178	60
7.	Карадашли	1790	2590	—	—	1060	40	1530	60
8.	Огурчинск	3160	390	—	—	95	24	295	76
9.	Зап. Челекен		2540	—	—	850	33	1690	77
10.	Дагаджик		1900	—	—	950	50	950	50
11.	Котур-Тепе	1430	256	—	—	150	60	106	40
12.	Барса-Гельмес	2800	2200	—	—	1560	69	680	31
13.	Небит-Даг		1870	—	—	1270	68	600	32
14.	Монжуклы	730	2500	—	—	1000	66	500	34
15.	Орунжук	910	1175	—	—	972	83	203	17
16.	Кара-Тепе	1130	1390	—	—	990	71	400	29
17.	Кум-Даг		960	—	—	700	75	260	25
18.	Боя-Даг	395	640	—	—	440	69	200	31
19.	Сыртланли	—	272	пропл.	—	134,8	49	3	1
20.	Таранглы	—	550	134,5	50	350	64	200	36
21.	Балаишем	770	175	—	—	105	62	70	38
22.	М. Б. Даната (с. 33)	995	44	6,5	15	32,5	73	5	12
23.	Ялмакуи	650	100	1,5	15	55	55	30	30
24.	Изаткули	1700	100	—	—	40	40	60	60
25.	Бугдайли	1700	720	—	—	515	71	205	29
26.	Кизыл-Кум	1700	252	232	92	20	8		
27.	Белек	обн.	155	65	43				
28.	Суйджи		70	15	21	35	50	20	29
29.	Зирик. (Зап.)	810	300	130	43	80	27	90	30
30.	Даната	обн.	410	—	—	253	58	167	42
31.	Овал-Товал	2750	220	—	—	120	55	100	45
32.	Банкалы	2830	3	—	—				
33.	Дарджа	1800		3	100				

ния типов пород, можно заключить, что отложения красноцветной толщи накапливались в неустойчивых мелководных условиях. Об этом свидетельствует наличие повсеместно крупных песчано-алевритовых зерен в составе глин.

Красноцветная толща Юго-Западной Туркмении в отличие от аналогичных осадков неогена Туркмении содержит в себе (пески, песчаники и алевриты) промышленные скопления нефти, конденсата, газа, озокерита и, наконец, йодобромных вод. Условия залегания и степень концентрации их в разрезах находятся в тесной связи с вещественным составом слоев этой толщи, где больше песка и песчаника, или последние чередуются в равных процентных соотношениях с глиной, там имели место условия для формирования крупных залежей нефти и газа (Прибалханская зона поднятий). А если же в разрезах над песками и песчаниками преобладают глины и возрастает роль алевритов, то тем заметнее ухудшаются коллекторские свойства пород, затруднена миграция флюидов в широких масштабах. В таких породах сформировались только залежи газа с небольшой примесью жидкой нефти (Окарем, Камышджа). Однако замечается тенденция об улучшении литологической предпосылки перспективности нефтегазоносности в пределах морской акватории Кеймир-Окаремской зоны поднятий.

ОБ ОЦЕНКЕ АКВАНИРУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ
ЛАНТИНОВЫХ ПОРОД-ПОКРЫТИЙ ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ
ЦЕНТРАЛЬНО-КАРАКУМСКАЯ ЗОНА ПОДНЯТИЙ

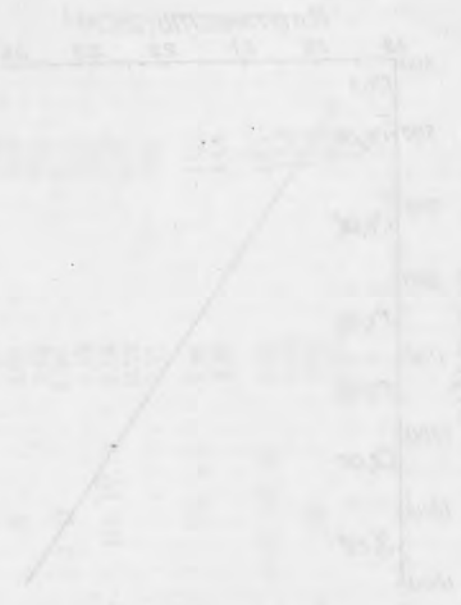


Рис. 2. Схематический разрез в направлении поднятия Туркмении. Показаны условия залегания лантинитовых пород-покрытий газовых залежей. 1 - синтинитовая глина; 2 - песчаник; 3 - песок; 4 - алеврит; 5 - глина.

С. А. АМАНОВ

ОБ ОЦЕНКЕ ЭКРАНИРУЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД-ПОКРЫШЕК ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРАКУМСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При оценке экранирующей способности глинистых пород-покрышек, наряду с общегеологическими факторами (состав, сплошность, мощность и др.), решающими критериями является структура порового пространства, со строением которой связаны фильтрационные свойства пород.

Излагаемые данные являются результатами лабораторного исследования образцов пород, отобранных из глинистых покрышек залежей разреза мела и верхней юры газовых месторождений Центральных Каракумов. Минералогический, гранулометрический состав глин, карбонатность, плотность, пористость, структура порового пространства глинистых пород, их проницаемость и возможность прорыва газа через них изучались в лабораториях ВНИИГаза, ИГ СМ ТССР и ВНИГРИ.

В статье не рассматривается методика исследования образцов глинистых покрышек, так как она подробно изложена в работах А. А. Ханина и др. (1, 2). В них освещены особенности изменения плотности, пористости в зависимости от глубины залегания пород, влияние плотности и характера распределения разных по размеру поровых канал-

цев на фильтрационные свойства и величину давления прорыва газа, что позволяет более правильно оценить экранирующую способность глинистых пород.

Подвергнутые исследованию образцы пород (отобранные нами) представлены глинами, их алевритистыми и известковистыми разновидностями. По мере глубины погруженности в породах (и в глинах) происходят структурные изменения, заметно влияющие на уплотненность пород, от которых зависит их плотность и пористость. При этом значительную роль играет также возраст отложений. Разновозрастные, но однотипные по составу глины при одних и тех же глубинах их залегания имеют различные плотности, что подтверждается результатами наших исследований меловых и юрских глин газовых месторождений Центральных Каракумов. Со стратиграфической глубиной отмечается заметное увеличение плотности и уменьшение емкости глинистых пород (рис. 1). Если в туроне плотность глин (пласты А, Б) варьирует от 1,93 до 2,03 г/см³, то в юре она достигает 2,45—2,50 г/см³. Как показывают данные, в известковистых разновидностях глин уплотнение происходит более интенсивно, чем в известковистых глинах, что отмечается также

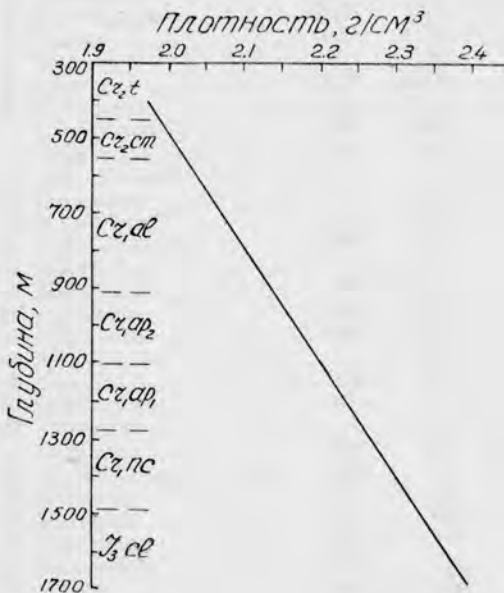


Рис. 1. Зависимость плотности глинистых пород от глубины залегания и возраста отложений. Глинистые породы из разделов между продуктивными пластами мела и верхней юры Центральных Каракумов.

Плотность и пористость глин-покрышек мела и верхней юры Центрально-Каракумской группы газовых месторождений

Возраст	Продуктивный пласт	Группа месторождений											
		I			II			III			IV		
		п	м	п	п	п	п	п	п	п	п	п	п
Турон	А, Б	Чалджульба			Топджульба			Атабай			Курук		
		Дарваза			Топарджульба			Чашхын			Кояун		
Сеноман	В	Такыр			Чеммерли						Шарлык		
		Ших—Приших			Шиханли								
Альб	I, II	1,95	23,3	1,96	23,1	1,95	23,1	1,97	23,0				
		1,99	23,0	2,00	22,8	2,01	22,6	2,02	22,1				
Верхний апт	III, IV, V	2,00	22,5	2,03	22,3	2,03	22,3	2,04	22,2				
		2,08	21,1	2,10	20,2	2,09	20,2	2,10	20,0				
Нижний апт	VI, VII	2,06	21,2	2,08	20,9	2,03	21,6	2,12	19,5				
		2,12	20,0	2,11	19,4	2,15	18,0	2,16	17,3				
Неоком	VIII, IX, X	2,16	17,6	2,12	19,3	2,12	18,0	2,18	16,6				
		2,18	17,1	2,16	17,5	2,16	18,0	2,18	16,0				
Верхняя юра	IX	2,21	16,1	2,18	16,7	2,20	16,0	2,22	15,6				
		2,22	15,2	2,21	15,8	2,18	16,0	2,24	15,5				
		2,26	14,4	2,24	15,5	2,22	15,7	2,26	14,7				
		2,32	13,1	2,26	14,8	2,28	14,3	2,32	13,2				
		2,38	11,0	2,35	12,5	2,36	12,0	2,32	12,5				
		2,34	11,5	2,40	10,1	2,40	10,0	2,35	12,0				
		2,39	10,2	2,36	11,2	2,38	11,0	2,34	12,0				
				2,41	9,3	2,40	10,0	2,36	11,0				
						2,42	9,2	2,42	9,0				

* п — плотность в г/см³, м — пористость в %.

другими исследователями (2). Наиболее интенсивное уплотнение глинистых пород отмечается в местах максимального погружения осадков. Следует заметить, что уплотненность глин в пределах исследуемых газовых месторождений возрастает в южном направлении.

Для удобства изложения полученных данных нами условно выделено четыре группы месторождений (см. табл.). Из этой таблицы видно, что наименьшая плотность и большая пористость глин наблюдается в пределах первой группы месторождений (Чалджульба, Дарваза, Такыр, Ших и др.), а наибольшая плотность и меньшая пористость — в четвертой группе (Курук, Коюн и др.).

Так, в разрезе альбского яруса Чалджульба—Ших плотность глинистых пород изменяется от 2,06 (пласт I) до 2,12 г/см³ (пласт II), а пористость — соответственно от 21,7 до 20,0% (см. табл.). В пределах Курук—Коюн для тех же пластов плотность глин 2,12—2,18 г/см³, пористость 19,0—16,7%. Подобный характер изменения плотности и пористости имеют также глинистые покрывки других продуктивных пластов. Экранирующая способность глин в значительной степени связана также с фильтрационными свойствами слагающих пород. Полученные данные показывают, что проницаемость образцов

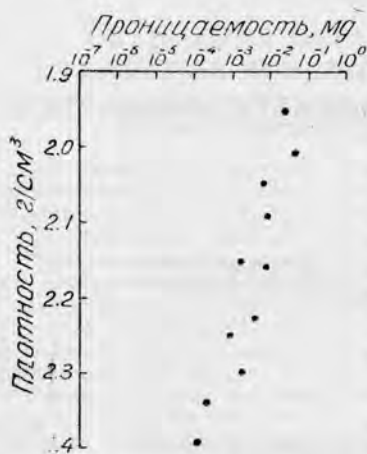


Рис. 2. Зависимость проницаемости глин от их плотности (газовые месторождения Центральных Каракумов).

изменяется в зависимости от глубины залегания пород. С увеличением глубины залегания глинистых пород заметно возрастает их плотность, соответственно уменьшаются и фильтрационные свойства. Например, глинистые породы, находящиеся на глубинах 400, 800, 1200 и 1600 м, соответственно имеют абсолютную проницаемость по газу: $7 \cdot 10^{-2}$; $3 \cdot 10^{-2}$; $2 \cdot 10^{-3}$ и $3 \cdot 10^{-4}$ мд. По имеющимся данным, какие-либо закономерности в изменении проницаемости глинистых покрывок по площади исследуемого района не наблюдаются. Заметное изменение проницаемости глин отмечается лишь со стратиграфической глубиной, причем в зависимости от плотности пород. Глинистые покрывки с плотностью 2,00; 2,10; 2,20; 2,30; 2,40 г/см³ имеют соответствующую проницаемость: $6 \cdot 10^{-2}$; $3 \cdot 10^{-2}$; $2 \cdot 10^{-3}$; $7 \cdot 10^{-4}$ и $3 \cdot 10^{-4}$ мд (рис. 2).

Глины-покрывки туронского и сеноманского ярусов характеризуются абсолютной проницаемостью $8 \cdot 10^{-2}$ — $4 \cdot 10^{-2}$ мд. В альбском ярусе проницаемость покрывок варьирует от $4 \cdot 10^{-2}$ до $8 \cdot 10^{-3}$ мд, в верхнем апте — от $6 \cdot 10^{-3}$ до $1 \cdot 10^{-3}$ мд, в нижнем апте — от $2 \cdot 10^{-3}$ до $6 \cdot 10^{-4}$ мд, в неокме — от $7 \cdot 10^{-4}$ до $3 \cdot 10^{-4}$ мд и в верхней юре — от $5 \cdot 10^{-4}$ до $1 \cdot 10^{-4}$ мд.

Наибольшие значения ($8 \cdot 10^{-2}$ мд) абсолютной проницаемости относятся к покрывкам туронского яруса, а наименьшие ($1 \cdot 10^{-4}$ мд) — к покрывкам верхней юры.

В результате уплотнения в глинах происходят изменения структуры поровых каналов, прежде всего уменьшение их сечений, что заметно влияет на проницаемость. Структура порового пространства глин в значительной степени зависит от дисперсности, отсортированности частиц и их сложения. На структуру порового пространства определенное влияние оказывает также содержание алевроитовой примеси. По данным А. А. Ханина (1, 2), чистые разности глин подвергаются более интенсивному уплотнению по сравнению с их алевроитовыми разностями и имеют в большей степени тонкие сечения поровых каналов с очень низкими фильтрационными свойствами. В глинах с большей алевроитовой примесью структура порового пространства становится менее однородной, повышается проницаемость, которая связана с размерами поровых каналов и характером их распределения в поровом объеме породы. При рассмотрении влияния структуры порового пространства на проницаемость весьма существенным является выяснение условий, при которых возможен прорыв газа через насыщенные жидкостью поровые каналы глин. Для решения этого вопроса было проведено во ВНИИГазе специальное исследование под руководством А. А. Ханина.

Этим исследованием установлено, что глинистые породы с абсолютной проницаемостью по газу, равной $5 \cdot 10^{-2}$ мд, характеризуются давлением прорыва газа около 0,20 ат, при 10^{-2} мд — меньше 5 ат, при проницаемости 10^{-3} мд — 30 ат, при 10^{-4} мд — 55 ат, при 10^{-5} мд — 80 ат, при 10^{-6} мд — 120 ат (1, 2). Из изложенного видно, что величина давления прорыва газа глинистых пород зависит от степени их проницаемости.

Результаты экспериментальных исследований позволили А. А. Ханину составить в виде таблицы оценочную шкалу экранирующей способности глин с выделением пяти групп (А, В, С, Д, Е), в основу которых положены данные по размерам пор, фильтрационным свойствам и давлению прорыва газа. По этой шкале экранирующая способность глинистых пород группы А — весьма высокая, В — высокая, С — средняя, Д — пониженная и Е — низкая. Максимальная величина диаметра пор в группе А $\leq 0,01$ мк,

в группе Е—10 мк, абсолютная проницаемость по газу соответственно $\leq 10^{-6}$ и 10^{-2} мд, а давление прорыва газа через смоченную керосином породу >120 и <5 ат. Указанная оценочная шкала позволила нам в определенной степени оценить экранирующую способность исследованных образцов глин. Согласно этой шкале, изученные породы-покрышки залежей газа меловых и юрских отложений Центральных Каракумов характеризуются различной экранирующей способностью. Изменение экранирующей способности глин-покрышек в пределах исследуемой территории наблюдается в основном в зависимости от глубины залегания и возраста пород.

Покрышки турнского и сеноманского ярусов по экранирующим способностям относятся к группе Е. Абсолютная газопроницаемость их варьирует от $7 \cdot 10^{-2}$ до $3 \cdot 10^{-2}$ мд, а максимальный диаметр поровых каналов около 10 мк. Единичные образцы имеют пониженные экранирующие способности (группа Д), где газопроницаемость порядка $7 \cdot 10^{-3}$ мд. В альбском ярусе покрышки имеют низкие (Е) и пониженные (Д) экранирующие способности. Проницаемость глин изменяется в группе Е от $4 \cdot 10^{-2}$ до $2 \cdot 10^{-2}$ мд, а в группе Д — от $7 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ мд.

В верхнем апте покрышки характеризуются преимущественно пониженной экранирующей способностью (Д) с проницаемостью по газу $6 \cdot 10^{-3}$ — $1 \cdot 10^{-3}$ мд. В нижнем апте покрышки обладают пониженными и средними (С) экранирующими способностями, где проницаемость в группе С доходит до $4 \cdot 10^{-4}$ мд (VI пласт). Покрышки этой группы встречаются в пределах III и IV группы месторождений (см. табл.) и имеют максимальный диаметр поровых каналов порядка 0,4 мк. В неокоме глины-покрышки относятся к группе С, обладая средними экранирующими способностями. Абсолютная газопроницаемость покрышек изменяется от $6 \cdot 10^{-4}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ мд. Исследованные образцы глин из верхней юры имеют средние экранирующие способности. В этих глинах абсолютная газопроницаемость $5 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-4}$ мд. В глинах неокома и юры максимальный диаметр поровых каналов порядка 0,3 мк.

Изложенные данные свидетельствуют о неодинаковом распределении газовых залежей в пределах исследуемой территории в зависимости от экранирующей способности глин-покрышек. Эти данные могут быть дополнены и уточнены новыми исследованиями (особенно по давлению прорыва газа, структуре порового пространства) в масштабе отдельных продуктивных пластов и месторождений, что позволит установить определенные закономерности в распределении залежей газа как по мощности покрышек, так и по их экранирующим способностям, что имеет важное значение для решения вопросов формирования газовых залежей, определения их размеров и запасов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ханин А. А. Оценка экранирующей способности глинистых пород-покрышек газовых залежей. «Геология нефти и газа», № 9, 1968.
2. Ханин А. А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. М., «Недра», 1969.

С. А. АМАНОВ

ВЕРХНЕЮРСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ КОЛЛЕКТОРЫ ГАЗА ПРИАМУДАРЬИНСКОЙ ГРУППЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение карбонатных пород верхнеюрских отложений Приамударьинского района представляет большой интерес особенно в связи с открытием газовых залежей в Самантепе, Метеджане, Сакаре, Фарабе и др. При выяснении продуктивности карбонатного разреза и оценке его перспектив нефтегазоносности в пределах указанных территорий особого внимания заслуживает изучение литологического состава, строения и коллекторских свойств этих пород. Образцы карбонатных пород келловей-оксфордского яруса подвергались комплексному исследованию в лабораториях ВНИИГаза, СредазНИИГаза, ВНИГРИ, ИГ УГ СМ ТССР.

Изучение керна с учетом материалов промыслово-геофизических исследований скважин позволило схарактеризовать разрез келловей-оксфорда, обратив особое внимание на вещественный состав, структуру и коллекторские свойства пород.

Разрез келловей-оксфордского яруса представлен преимущественно известняками с пластами и прослоями ангидритов, доломитов, мергелей, глин, аргиллитов. Ангидриты встречаются в верхах разреза; доломиты — в средних частях; мергели, глины, аргиллиты — в нижней половине разреза. Изменение литологического состава и мощности указанных типов пород отмечается как по разрезу, так и по площади.

В верхней части исследуемого разреза выделяется ангидритовая толща (мощностью 30—70 м), представленная ангидритами с прослоями известняка и пропластками доломита. Разновидности ангидритов тонко-мелкокристаллические, часто с волокнистой текстурой и примесью карбонатного материала, который не превышает 8%. В ангидритах отмечаются извилистые открытые трещины, заподненные кальцитом или органическим веществом.

Ангидритовые пласты в различной степени выдержанности и мощности являются надежной крышкой для залежей. Ангидриты крепкие, непроницаемые.

Известняки (ангидритовая толща) микрзернистые с примесью органогенного детрита, местами сугликово-комковатые. Органогенные остатки представлены раковинками фораминифер. Цемент контактового, порового, реже базального типа.

Доломиты тонко-мелкозернистые с редким детритом. Единичные трещины заполнены микрзернистым ангидритом. Известняки и доломиты плотные. Их пористость 3—4%, газопроницаемость редко составляет 1 мд. Однако в средних частях толщи (Самантепе, Фараб) отмечаются прослой известняка и доломита с пористостью до 9% и проницаемостью — до 5 мд, которые могут служить коллекторами газа и нефти. Генезис пород ангидритовой толщи хемогенный и биохемогенный. На каротаже ангидритовой толще соответствуют зоны высоких сопротивлений.

Ниже разрез келловей-оксфордского яруса представлен мощной толщей известняков с прослоями доломитов, мергелей и глин. По каротажной характеристике, литологическим признакам и физическим свойствам пород в этой части разреза можно условно выделить четыре пачки.

Первая пачка мощностью 60—70 м сложена чередующимися пластами плотных и пористо-трещиноватых разновидностей известняков. Мощность плотных известняков 2—4 м, в нижних частях — 6—8 м. Мощность пористо-трещиноватых известняков 2—5 м.

В верхах пачки известняки органогенно-детритовые, реже ангидритизированные. Ниже следуют плотные и рыхлые разновидности псевдооолитовых и микрзернистых известняков. В них цемент образован в основном пелитоморфным, микрзернистым кальцитом контактового, порового и базального типов.

Органогенно-детритовые известняки плотные. Пористость их 2—3%. Микрзернистые доломитистые комковатые известняки имеют пористость до 4—5%. Отмечаются трещины и пустоты, соединяющиеся между собой. В таких случаях пористость

известняков доходит до 10—15%, газопроницаемость — до 10—22 мд, а остаточная вода 38—45%. Такие известняки могут служить коллекторами для газа и нефти.

Рыхлые разности псевдооолитовых известняков имеют соединяющиеся между собой многочисленные поры и каверны, где цемент их составляет 10%, кальцитовый и порового типа. Пористость их 10—16%, газопроницаемость 10—100 мд, в некоторых пластах до 250 мд, остаточная вода 13—35%. Пласты этих известняков содержат запасы газа (Самантеле).

Залегающие в нижней части пачки микрозернистые известняки (мощностью 10—20 м) в основном плотные, непроницаемые. Развита поровый и трещинный типы коллектора. Породы хемогенного и биохемогенного генезиса.

Вторая пачка мощностью 70—90 м представлена сравнительно пористыми разностями известняков. Их плотные разности (мощностью 2—5 м) присутствуют в низах и верхах пачки. Пачка представлена крупнозернистыми, доломитистыми, обломочными, местами густково-комковатыми участками, кавернозными псевдооолитовыми известняками с прослоями микрозернистых доломитов.

Обломочные разности известняков сложены окатанными обломками микрозернистого и пелитоморфного кальцита. Размеры отсортированных обломков 0,2—1 мм. Плотная укладка обломков создает в породе многочисленные пустоты различной величины и формы. Пустоты сообщаются между собой через различные по длине и направлению каналы. Цемент пород служит кальцит, участками доломит (8—10%). Цемент поровый. Пористость их 13—20%, газопроницаемость 100—380 мд, остаточная вода 25—16%. Эти известняки содержат залежи газа.

В результате неравномерной перекристаллизации образованы комковатые и густковые разности известняков, пористость которых 2—3%. В отдельных прослоях пористость 10—12%, газопроницаемость 2—4 мд.

Хорошими коллекторскими свойствами обладают кавернозные псевдооолитовые известняки и микрозернистые доломиты, залегающие в средних частях разреза. Известняки микрозернистые, участками кавернозные, реже пористые. Цемент (10—15%) кальцитовый, порового типа. Поры и каверны образованы в результате выщелачивания. В пределах 45-метрового интервала пористость этих известняков 7—19%, газопроницаемость 6—160 мд, остаточная вода 50—12%.

Доломит микро-тонкозернистый, участками известковистый. Он претерпел перекристаллизацию. Доломиты пористые, хотя присутствуют и плотные разности. Пористость доломитов 7—20% (часто 12—15%), газопроницаемость 4—300 мд (12—15 мд), остаточная вода 19—40%.

В низах пачки (в интервале 20—35 м) залегают плотные перекристаллизованные густковые известняки с прослоями пористых комковатых и органогенно-дегритовых разностей. Цемент (10%) кальцитовый, порового и контактового типа. Некоторые прослои известняков имеют пористость 10—12%, газопроницаемость 16—38 мд.

Породы этой пачки хемогенного, органогенного и обломочного генезиса. Развитие порово-кавернозные, трещинно-поровые типы коллектора.

Третья пачка мощностью 50—70 м отличается плотностью и представлена известняками с пропластками глины. В верхах пачки известняки тонкозернистые, плотные. Однако присутствуют также их трещиноватые разности. Трещины местами расширяются, образуя пустоты выщелачивания удлиненной формы. В трещиноватых и кавернозных прослоях пористость 7—10%, газопроницаемость 1—2, реже 5—7 мд. Эти известняки могут служить коллекторами газа и нефти.

Ниже следуют органогенно-дегритовые, участками перекристаллизованные известняки. Порода (80%) представлена органическими остатками и их обломками. Цемент (20%) кальцитовый, порового типа. В некоторых прослоях присутствуют трещины и поры выщелачивания. Пористость их 10—12%, газопроницаемость 15—20 мд, остаточная вода 30%. Породы этой пачки хемогенно-органогенного генезиса. Здесь развиты порово-кавернозно-трещинные типы коллектора.

Четвертая, последняя пачка оксфорд-келловейского разреза мощностью 130—150 м представлена пластами известняков, глины, аргиллитов, доломитов, алевролитов, песчаников, реже мергелей. Доломиты в основном присутствуют в средних частях пачки, глины, аргиллиты — в нижней половине, песчаники — в верхах, а алевролиты — в средних и нижних ее частях. По разрезу и площади отмечаются замещения литологических разностей этих типов пород.

В верхней половине пачки известняки органогенно-дегритовые, слабо доломитизированные, переходящие в псевдооолитовые разности. К стилолитам часто приурочены трещины и вторичные поры выщелачивания. В кавернозно-трещиноватых прослоях пористость 9—12%, газопроницаемость 4—8 мд, остаточная вода 38—49%. Псевдооолитовые известняки плотные, часто непроницаемые.

Доломиты тонко-мелкозернистые, слабоглинистые. Отмечаются известковистые разности доломита. Встречаются трещинки и поры выщелачивания. В таких доломитах пористость 3—7%, газопроницаемость 1—15 мд. Песчаники мелкозернистые базальным (30%) карбонатным цементом мелко-среднезернистой структуры. Алевролиты плотные и представлены мелкозернистыми, известковистыми и глинистыми известняками. Они могут служить крышкой. Ниже залегают чередующиеся прослои известняка, глины, аргиллита с прослоями алевролита и песчаника.

Известняки тонкозернистые, доломитизированные, густково-комковатые, участ-

ками перекристаллизованные. Встречаются трещинки и редкие вторичные поры выщелачивания. В единичных образцах пористость 5—11%, газопроницаемость 5—9 мд, что свидетельствует о благоприятных коллекторских свойствах этих пород.

К подошве пачки мощность пластов аргиллита и аргиллитоподобной глины заметно увеличивается. Глина тонкодисперсная, слабо алевритистая, известковистая. Порода-покрышка. Аргиллиты тонкодисперсные. Глинистое вещество тонкочешуйчатой структуры и гидрослюдистого состава.

Изложенное показывает, что разрез келловей-оксфордских отложений, за исключением верхней и нижней его частей, представлен различными по генезису, составу и строению типами карбонатных пород. В верхах разреза залегает толща ангидритов, а в низах — глины и аргиллиты. Встречаются доломитистые, микротонкозернистые, комковатые, сгустковые, псевдооолитовые, органогенно-детритовые разности известняков. Доломиты микротонкозернистые. Ангидриты тонко- и мелкокристаллические. Эти породы в основном хомогенного, биохомогенного, органогенного и обломочного генезиса.

Выводы

Породы-коллекторы присутствуют во всех выделенных пачках карбонатных пород. Емкостное пространство исследуемых пород выражено порами, кавернами и трещинами различной величины, формы и отличаются по генезису. Емкостно-фильтрационные свойства карбонатных пород не зависят от их генетических особенностей. Развита поровые, порово-кавернозно-трещинные и трещинные типы коллектора. Лучшими коллекторскими показателями отличаются некоторые разности известняков I, II, реже III пачки и доломитов II пачки.

А. БАЙРАМОВ

НЕКОТОРЫЕ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЗОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЧАК

Вопросу формирования и перераспределения нефтяных и газовых залежей посвящены многочисленные работы (1, 2, 3, 4) и др.

В данной статье условия формирования и перераспределения газов Ачакского месторождения освещаются исходя из следующих позиций.

1. На перераспределение залежей газа по разрезу Ачакского газоконденсатного месторождения заметное влияние оказывают мощность и литолого-петрографический состав покрывшей.

2. Условия формирования Ачакского газоконденсатного месторождения тесно связаны с историей развития водонапорной системы в целом. Отдельные гидрогеохимические факторы подтверждают наличие диффузии газов как в вертикальном, так и в латеральном направлениях, при этом подземные воды активно контролируют этот процесс.

В настоящее время общепринятым является положение, согласно которому наличие глинистой покрывки является одним из основных условий, обеспечивающих возможность формирования и сохранения нефтяных и газовых залежей (1). В этой работе и в ряде других устанавливается, что покрывка определенной мощности может удерживать газовую залежь определенной высоты. Вот почему, чем меньше мощность покрывки, тем более вероятен прорыв газа и связанная с ним вертикальная миграция.

Необходимо также отметить, что на экранирующую способность глинистой покрывки наряду с мощностью существенное влияние оказывает и литолого-петрографический состав пород (4).

Согласно имеющимся результатам геолого-промысловых исследований на месторождении Ачак с глубиной постепенно возрастают давления газовых залежей, пластовые давления и давления насыщения пластовых вод. Значительное преобладание избыточных давлений газовых залежей над пластовыми давлениями и над давлением насыщения пластовых вод соответствующих глубин является основной причиной того, что избыточная часть давлений газовых залежей будет направлена как в вертикальном, так и в латеральном направлениях. Процесс этот оказывает важное влияние на давление насыщения пластовых вод, окружающих газовые залежи.

Основной преградой, противостоящей миграции газов вверх по разрезу, естественно, будет служить глинистая покрывка. Здесь важен учет таких параметров, как мощность и литолого-петрографический состав покрывок. Анализ сопоставления кривых А и Б (рис. 1) позволяет утверждать, что в разрезе месторождения наблюдается тенденция увеличения высоты газовых залежей снизу вверх. Как видно из рисунка, конфигурации кривых А и Б более или менее повторяют друг друга вплоть до III продуктивного горизонта. Однако имеются точки, в которых резко нарушается эта конфигурация. Эти точки ясно выражены на покрывках IX и IVa продуктивных горизонтов.

Представляет интерес анализ указанных двух точек (точки, соответствующие по рисунку IX и IVa продуктивным горизонтам). Как видно из рисунка, X продуктивный горизонт при мощности глинистой покрывки, равной 12 м, способен удержать газовую залежь высотой, равной 42 м. В IX горизонте совершенно иная картина: глинистая покрывка мощностью 18 м удерживает залежь высотой, равной 18 м. В VIII горизонте повторяются те же величины, что и в X горизонте. В аналогичной обстановке находится и газовая залежь IVa горизонта. В то же время IVb горизонт, расположенный ниже IVa горизонта, при мощности глинистой покрывки, равной 18 м, удерживает залежь высотой 34 м. Далее по разрезу вверх тенденция эта усиливается. Так,

в III горизонте наблюдается резкое возрастание высоты газовой залежи до 53 м против мощности глинистой покрывки, равной всего лишь 10 м. Таким образом, следует указать, что на высоту газовых залежей VIII и III продуктивных горизонтов, непосредственно расположенных соответственно над IX и IVa горизонтами, должное влияние оказали вертикальные перетоки газа из IX и IVa горизонтами. Полагаем, что масштаб вертикальной миграции из указанных горизонтов был значительно более интенсивным по сравнению с другими горизонтами. Сказанное также подтверждается вещественным составом пород глинистых покрывок над IX и IVa продуктивными горизонтами, где в составе глинистых пород встречается значительное содержание песчаного материала.

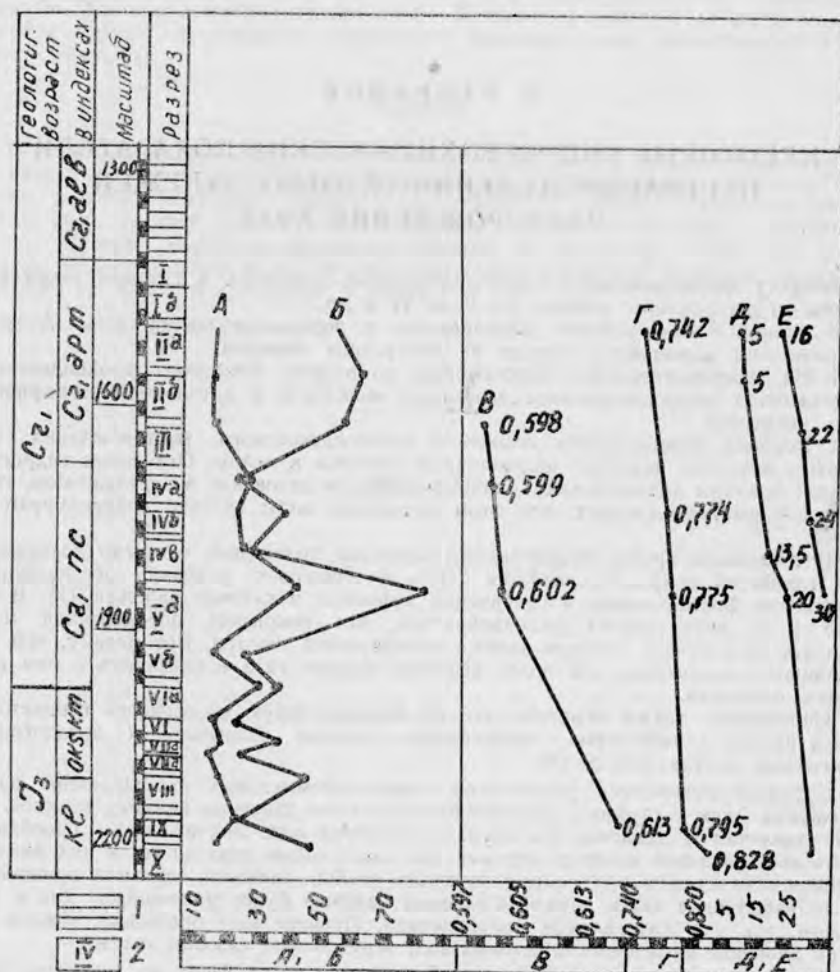


Рис. 1. Кривые изменения некоторых параметров месторождения Ачак.

Условные обозначения: 1 — глинистые покрывки, 2 — продуктивные горизонты. Кривые изменения: А — мощность покрывок, м; Б — высота залежей, м; В — удельный вес газов; Г — удельный вес конденсатов; Д — количество ароматических углеводородов в конденсате, % веса; Е — количество конденсата в газе, см³/м³.

В отношении условий формирования газоконденсатных залежей и влияния на них водонапорной системы следует отметить, что на месторождении Ачак устанавливаются характерные закономерности, что и для месторождений Бухаро-Хивинской газонефтеносной области, и в частности, для месторождения Газли (2). Указанные характерные закономерности выражаются в следующем:

а) Газонасыщенность подземных вод и общая минерализация возрастают сверху вниз, достигая максимальных величин в юрском водоносном комплексе. Давление насыщения в водах верхнеюрских горизонтов достигает 60—90 ат., что значительно ниже давлений газовых залежей и пластовых давлений. Общая минерализация составляет

около 160—200 г/л. Состав растворенных и свободных газов преимущественно углеводородный.

б) Растворенные газы пластовых вод нижнемеловых отложений, сохраняя углеводородный состав, характеризуются дальнейшим понижением давления насыщения по отношению к давлениям в газовых залежах и к пластовым давлениям.

в) Для всех водоносных горизонтов месторождения Ачак, в которых установлена та или иная газонасыщенность, проявляется закономерное снижение общего объема растворенных газов, давления насыщения и процентного содержания тяжелых углеводородов как снизу вверх по разрезу, так и по мере удаления от контура газоносности. В этом же направлении отмечается возрастание содержания азота и углекислого газа от долей (в газовых залежах) до нескольких процентов в законтурных водах (6,6% в скв. № 3).

Таким образом, на месторождении Ачак давление в кровельной части газовых залежей значительно больше по сравнению с пластовым давлением и давлением насыщения пластовых вод, что способствует вертикальной миграции газа. В контакте «газ—вода» при условии равенства давления газовой залежи к пластовому давлению создаются благоприятные условия для перехода легко растворимых компонентов газовых залежей в пластовые воды, что и оказывает влияние на состав и упругость растворенных газов законтурных вод. Превышение общих и парциальных упругостей свободных газов над таковыми в растворенных газах подземных вод также способствует диффузии газов из залежей в сторону окружающих пластовых вод. Все это взятое вместе может служить показателем наличия перераспределения залежей на месторождении Ачак на современном этапе его развития.

Если согласиться с тем, что в сводовой части складки наблюдается миграция газа из нижележащих горизонтов в верхние, а также в периферийные участки от газовых залежей, то возникает вопрос, как этот процесс проявляется на качественном составе газов и конденсатов.

Сопоставление состава свободных газов с составом растворенных газов подземных вод на месторождении Ачак показывает, что наряду с наличием генетической связи между ними имеют место и некоторые отличия в составах. Так, например, в свободных газах наблюдается возрастание содержания таких сравнительно труднорастворимых компонентов, как азот и тяжелые углеводороды. В то же время в растворенных газах происходит увеличение содержания легко растворимого углекислого газа.

На основании вышесказанного можно предполагать, что в настоящее время на месторождении происходит диффузия углеводородных газов из газовых залежей в пластовые воды и в вышележащие горизонты.

Анализ кривых В, Г, Д, Е свидетельствует о возрастании с глубиной удельных весов газов, конденсатов, содержания конденсатов в газе и ароматических углеводородов в конденсате. В этом же направлении увеличивается содержание нафтеновых углеводородов (от 27,8% во II горизонте до 43,1% в X горизонте) и уменьшается содержание метановых углеводородов (от 67% во II горизонте до 28% в X горизонте).

Последовательное уменьшение удельных весов газов и конденсатов снизу вверх может быть истолковано как результат вертикального перемещения газа, а также своеобразным эффектом сепарации газа, мигрирующего через глинистые покрывки. Снижение выхода конденсата в этом же направлении может быть объяснено процессами вертикальной миграции газа Ачакского месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дикенштейн Г. Х., Аржевский Г. А., Строганов В. П. Роль глинистых покрывок при формировании газовых залежей. «Геология нефти и газа», № 3, 1965.
2. Корценштейн В. Н. Гидрогеология газоносных районов Советского Союза. Труды ВНИИГАЗа, вып. 15. М., Гостоптехиздат, 1962.
3. Намиот А. Ю. Изменение газового состава нефтяных и газовых залежей в результате растворения газов в воде. Газовая промышленность, № 8, 1958.
4. Ханин А. А. Оценка экраняющей способности глинистых пород-покрывок. М., «Геология нефти и газа», № 9, 1968.

СОДЕРЖАНИЕ

Раздел I

Биостратиграфия мезо-кайнозойских отложений

Е. М. Арзуманова. Стратиграфическое и географическое распространение позднемиоценовых иоцерамид Туркмении	3
А. А. Манья. Сопоставление схем зонального деления сеноманского яруса Южной и Восточной Туркмении	16
✓ Г. Е. Кожевникова. Зональные комплексы фораминифер палеогеновых отложений Копет-Дага	25
✓ В. В. Джабарова. Зональное расчленение палеогеновых отложений Туркмении по моллюскам	40
✓ Г. И. Попов, Е. П. Юртаева. Проблема верхнего сармата Туркмении	59
✓ Т. Р. Розьева, Т. М. Лаптева. Схема стратиграфии миоцена и пограничных с ним слоев олигоцена Туркмении	72
✓ А. Алланов, М. Назаров, М. С. Пашаев. Датско-раннемиоценовый этап тектонического развития территории Туркменистана	98

Раздел II

Геология нефтегазоносных областей

М. Э. Эсенов, Н. Н. Яхимович, Б. М. Тачмурадов. О задачах дальнейшего изучения геологического строения и нефтегазоносности Юго-Западной Туркмении	105
Н. С. Цепелев, И. Меледжаев. Оценка качества перекрытий коллекторов нефтегазовых месторождений Юго-Западной Туркмении	112
Ч. М. Пайтыков, Ч. Б. Овезов, А. Артыков. О генезисе нефтей и газов гурдакской и карабильской свит Мургабской впадины	120
А. Курбанмурадов, О. Я. Калугина. О роли горных обрамлений в формировании подземных вод нефтегазоносной области Юго-Западной Туркмении	126
И. В. Халлыева. Экономическая эффективность геолого-поисковых и разведочных работ на газ в восточных районах Туркмении	131
Н. Г. Шевченко. Ресурсы пресных подземных вод Туркмении. (К разработке генеральной схемы освоения пастбищных угодий)	139

Краткие сообщения

✓ О. М. Панасенко, К. В. Тиунов. О геологическом строении Куба-Дага	147
О. М. Панасенко. О возрасте и расчленении красноцветной молласы Туаркыра	149
К. М. Тегелеков. Перспективы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений площадей Тузлы-Чай, Суйджи и Западный Зирик по геохимическим исследованиям рассеянного органического вещества	152
И. Меледжаев, Н. С. Цепелев, М. Э. Эсенов, Н. Бекмурадов, Г. Сапаров. О характере изменений песчаности в разрезах красноцветной толщи южных районов Юго-Западной Туркмении (к поискам экранированных типов ловушек)	155
С. Х. Ханов. О литологии красноцветной толщи Юго-Западного Туркменистана	159
С. А. Аманов. Об оценке экранлирующей способности глинистых пород-покрышек газовых залежей Центрально-Каракумской группы месторождений	162
С. А. Аманов. Верхнеюрские карбонатные коллекторы газа Приамударьинской группы месторождений	166
Г. А. Байрамов. Некоторые гидрогеохимические показатели перераспределения газовых залежей месторождения Ачак	169

Редактор Тапчаева Г. И.

Технический редактор Л. А. Боткина

И00890. Сдано в набор 20.II.73 г. Подписано к печати 26.VII.73 г. Формат 70×108^{1/16}.
Объем 10,75 физических печатных листов (15 условных печатных листов),
17,85 учетно-издательских листов. Тираж 500. Заказ 1341. Цена 1 р. 40 коп.

Гаратов. Типография издательства «Коммунист», пр. Ленина, 94