



ПАЛЕОНТОЛОГИЯ
МОРСКАЯ
ГЕОЛОГИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Национальный комитет геологов
Советского Союза

МЕЖДУНАРОДНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОНГРЕСС
XXV сессия

Доклады советских геологов

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

1675



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •
Москва 1976

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
MINISTRY OF GEOLOGY OF THE USSR
National Committee of Geologists of the Soviet Union
INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS
XXV session
Reports of Soviet Geologists

PALEONTOLOGY. MARINE GEOLOGY

Редакционная коллегия:

"ПАЛЕОНТОЛОГИЯ"

академик Б.С. Соколов (главный редактор),
Р.Ф. Геккер, В.А. Захаров, А.Ю. Розанов,
М.Н. Чугаева

"МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ"

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР П.Л. Безруков

Editorial Board:

"PALEONTOLOGY"

Academician B.S. Sokolov (Editor-in-Chief),
R.F. Hecker, W.A. Zakharov, A.Yu. Rozanov,
M.N. Chugaeva

"MARINE GEOLOGY"

Responsible editor
corresp.-member Ac. Sci. USSR P.L. Bezrukov

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Представленные в сборнике доклады ведущих советских специалистов посвящены тем проблемам палеонтологии, которые, по мнению организаторов Международного геологического конгресса, представляют в настоящее время наибольший интерес: 1) Морфология и среда, 2) Биogeография и палеоклиматы, 3) Третичная и четвертичная история Индо-Тихоокеанского региона.

Естественно, что второй раздел представлен наиболее полно, поскольку в настоящее время в СССР во многих учреждениях СССР интенсивно проводятся биogeографические, палеogeографические и палеoэкологические исследования.

Читатель сможет увидеть в сборнике крайне важные работы по палеонтологии докембрия академика Б.С. Соколова, М.Б. Гниловской и Н.А. Волковой, интересные новыми сведениями о древнейших *Metaphyta* и первых достоверных находках спор с тетрадным рубцом.

Доклады С.В. Мейена и О.В. Юферева освещают теоретические проблемы биogeографического районирования и использования биogeографических и климатических рекомендаций в биостратиграфии.

Целая серия докладов посвящена различным аспектам построения и использования биogeографической зональности. При этом ряд авторов использует мобилистскую концепцию в своих построениях. Эти вопросы для кембрия освещают А.Ю. Розанов, В.Е. Савицкий и другие, для ордовика — М.Н. Чугаева и Х.С. Розман, для силура — Д.Л. Кальо, для перми — В.И. Устрицкий и Д.Л. Степанов, для триаса — А.С. Дагис, для мела — В.А. Вахрамеев. Тематике первой проблемы посвящены доклады Э.И. Воробьевой — "Обстановка появления первых тетрапод и вопрос об их предках" и Л.И. Новицкой "Палеoэкологические предпосылки формирования фаун амфиаспид в Сибири".

И наконец, третья проблема освещена в докладе М.А. Ахметьева. Доклады В.А. Вахрамеева и М.А. Пергамента освещают меловую историю Тихоокеанского региона и их включение в настоящий сборник диктовалось заманчивой перспективой нарисовать более полную картину, развернутую далее в статье М.А. Ахметьева.

Естественно, что часть тематики представленных в настоящем сборнике докладов тесно связана с докладами по секциям "Стратиграфия и седиментология" и "Геология докембрия".

Б. С. СОКОЛОВ

МЕТАЗОА ДОКЕМБРИЯ И ВЕНДО-КЕМБРИЙСКИЙ РУБЕЖ

Еще 10–15 лет тому назад нас более всего привлекала внезапность вспышки Metazoa, совпавшая с началом кембрийского периода (570–600 млн. лет). Более чем 3 млрд. лет предшествующей истории обозначались геологами неясным понятием “криптозой” и его синонимами. Между тем уже были известны фауны бесскелетных Metazoa эдиакарского или намского типа, которые то связывались с кембрием, то отделялись от него. Решению вопроса об истинном положении этих фаун препятствовали: 1) неопределенность нижней границы кембрийской системы в стратотипическом регионе (Уэлс); 2) приуроченность эдиакарской фауны к узкой зоне в низах огромной толщи кварцитов Паунд в Южной Австралии, которые отделялись двумя перерывами от заведомого нижнего кембрия (формация Парачилна); 3) полная неопределенность в соотношении группы Нама Юго-Западной Африки с кембрием; 4) отсутствие кембрийских отложений на Урале над Рифейской группой, которая рассматривалась как наиболее полное подразделение верхнего докембрия или верхнего протерозоя (подошва 1,6–1,7 млрд. лет).

Выделение венда на Русской платформе (1950 г.) и его близких аналогов в пределах Сибири (юдомский комплекс), корреляция вендских отложений с позднейшими докембрийскими отложениями Южной Австралии, Юго-Западной Африки, Англии, Скандинавии, Ньюфаундленда, арктических районов, Китая и других стран показали, что венд СССР как типовое подразделение стратиграфической школы позволяет подойти к решению ряда общих вопросов.

1. Венд связан непрерывной последовательностью отложений с древнейшими палеонтологически охарактеризованными отложениями кембрийской системы (дотрилобитовые слои с *Sabelliditida*, *Platysolenites*, *Anabarites* и другими тубулярными организмами, сменяемые зоной Mobergella).

2. Венд сам имеет хорошую палеозоологическую характеристику (и это самое главное): по всей толще хорошо сохранились следы жизнедеятельности различных билатеральных Metazoa, а они всегда находятся *in situ*; примерно в средней части (редкинская серия) наблюдается зона максимального развития фауны бесскелетных организмов эдиакарского типа (Подолія, Московская синеклиза,

Балтийско-Баренцевский регион, Оленекское поднятие, Учуро-Майский район, Прибайкалье, бассейн Енисея).

3. Вендо-эдиакарская фауна фактически на всех континентах является постгляциальной (уровень лапландского - варангерского оледенения), но предшествующей максимальному распространению скелетообразующих организмов (примерно томмотский ярус).

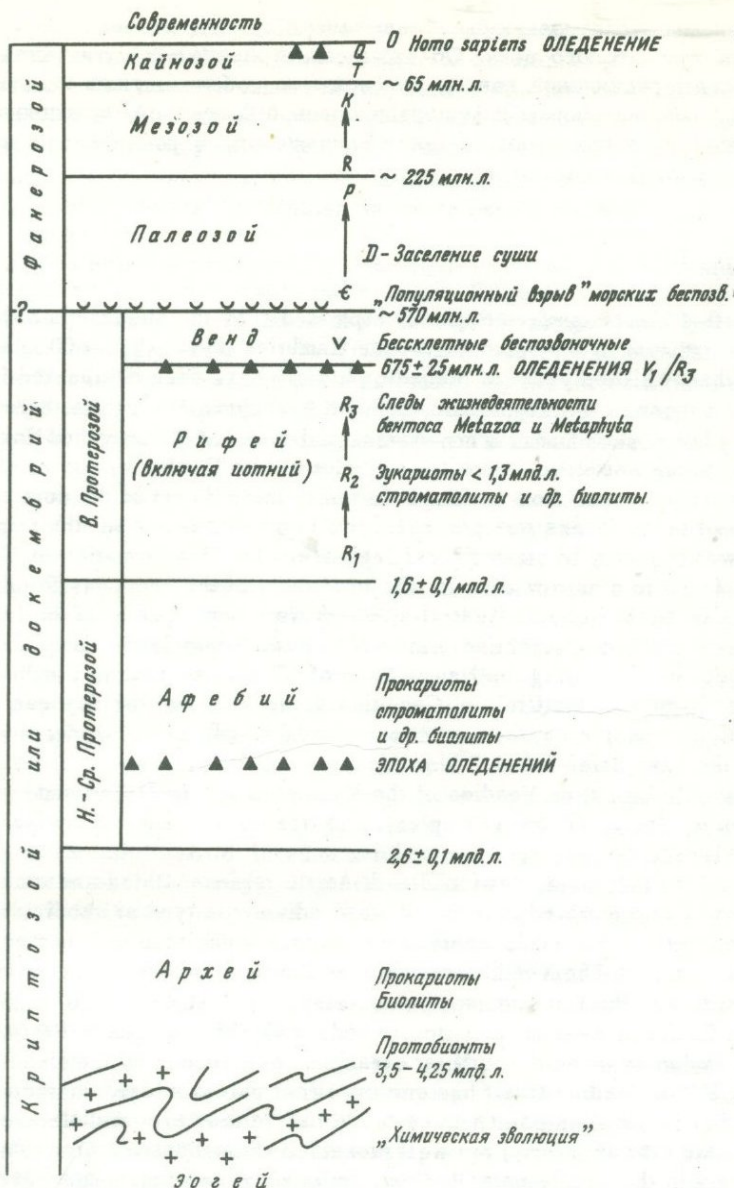
4. С вендом, и особенно поздним, связан расцвет вендотенидной флоры древнейших Metarhyna и продолжает развиваться многочисленный и разнообразный фитопланктон и Oscillatoriaceae.

Вспышке Metazoa в кембрии, несомненно, предшествовала отмеченная Л.Ш. Давиташвили - единственная в своем роде - эпоха расцвета консументов, с чем, вероятнее всего, связан существенный пробел (до 20-30 млн. лет) в сохранении разнообразных бесскелетных организмов, легко подвергавшихся деструкции и пожиранию гетеротрофами, достигшими в венде удивительного гигантизма.

Было бы одинаково ошибочно связывать первое появление Metazoa как с кембрием, так и с вендом. Следы жизнедеятельности Metazoa (но не телесные отпечатки - это самое существенное!) обнаружены теперь в отложениях верхнего рифея (Урал, Прибайкалье, бэлт США, виндийская система Индии) и представлены следами илоедов - прямыми или спирального облика. Таким образом, Пастеровский уровень оксигенизации атмосферы как важнейший биоэнергетический фактор должен быть опущен с 600 млн. лет до 1 млрд. лет, т.е. в основание позднего рифея.

В СССР проблема границы докембрия и кембрия (см. рисунок) это - проблема границы венда и кембрия, так как венд - наиболее узкое и самое молодое подразделение верхнего протерозоя, непосредственно подстилающее в непрерывных разрезах кембрий (принципиально не имеет значения - балтийский это ярус Скандо-Балтики или томмотский ярус Сибири). Важно другое - эта граница, безусловно, может быть определена на основании использования палеозоологических данных, т.е. как и во всем фанерозое. Для определения нижней границы венда (приблизительно 675 ± 25 млн. лет) пока более приемлем историко-геологический и климатостратиграфический критерий. Однако дискуссионным остается другой вопрос: определяется граница докембрия и кембрия массовым появлением разнообразной, преимущественно тубулярной дотрилобитовой, фауны томмотского типа или вообще первым появлением скелетообразующих организмов? Последние, несомненно, известны в немakit-далдынском горизонте Сибири (сабеллидитиды, ангустиохреиды и следы жизнедеятельности артикулят и моллюсков). Поэтому одна из точек зрения выражает стремление понизить нижнюю границу кембрийской системы внутри юдомского комплекса Сибири, что приблизительно соответствует вендо-балтийской границе на Русской платформе.

Сейчас, возможно, еще рано отдавать предпочтение той или другой точке зрения при выборе вендо-кембрийского стандарта границы, но мы должны принимать во внимание, что биохимические



Общая схема расчленения докембрия и фанерозоя

механизмы скелетизации были включены в процесс отбора задолго до начала томмотского века. Об этом свидетельствуют хитиноидные артроподы редкинской свиты, хитиноидные сабеллитиды и другие тубулярные организмы с минерализованной фосфатной, кремнистой и карбонатной раковиной немакит-далдынского и раннебалтийского (ровненского) горизонтов.

ABSTRACT

Only 10–15 years ago we were greatly impressed by the suddenness of Metazoan outbreak in the beginning of the Cambrian period (570–600 mln y.). More than 3 billion years of preceding history have been designated in a vague manner as the Cryptozoic, with its synonyms. Meanwhile there were already known some faunas of non-skeleton Metazoans of Ediacare and Nama types, which sometimes were connected with the Cambrian, and sometimes were separated from it. The solution to the problem of the correct position of these faunas was prevented by: 1) uncertainty about the Cambrian lower boundary in stratotypical region (Welsh); 2) association of Ediacaran fauna to a narrow zone in the lower part of the enormous Pound Quartzite strata in South Australia, which were separated from the indubitable Cambrian (Parachilna formation) by two gaps; 3) the complete uncertainty in correlating the Nama Group of SW Africa with the Cambrian; 4) the absence in the Urals of Cambrian deposits above the Riphean Group, which was considered the most complete subdivision of the Upper Precambrian (the base being 1.6–1.7 bln. y.).

Establishment on Vendian of the Russian Platform (1950) and its analogues in Siberia (Yudoma Complex), and the correlation of Vendian deposits with the most ancient Precambrian ones of S. Australia, SW Africa, England, Scandinavia, Newfoundland, Arctic regions, China and other countries demonstrated that the USSR Vendian as a typical subdivision of the stratigraphic scale enables us to reach a decision on some general problems. 1) The Vendian is connected in an unbroken succession of deposits with the most ancient paleontologically characterized deposits of the Cambrian system (pretrilobite beds with Sabellitida, *Platysolenites*, *Anabarites* and other tubular organisms superceded by the Mobergella zone; 2) the Vendian itself has one excellent paleozoologic characteristic (and this is the main point): trace fossils of various bilateral Metazoans, which are always in situ, are well preserved throughout the strata; approximately in the middle part (Redkino series) a zone of maximum development of non-skeleton Ediacaran-type fauna is observed (the Podolia, the Moscow syncline, the Baltic-Barentz region, the Olenek uplift, the Uchur-Maija region, the Balkal region and the Yenisei river basin); 3) the Vendian-Ediacaran fauna, in fact, appear over all continents to be post-tillits (Laplodian-Varanger glacial horizon), but they precede the maximum distribution of skeleton-forming organisms (approximately Tommotian stage); 4) the flourishing of Vendotenides flora (the most ancient Metaphytes) is connec-

ted with the Vendian, especially the Late one, but numerous and various phytoplankton and Oscillatoriaceae continue to develop.

As L. Sh. Davitashvili remarked, the sudden appearance of Metazoa in the Cambrian was undoubtedly preceded a unique epoch of flourishing consumers; that is probably the reason for the substantial gap (up to 20–30 mln. y.) in the preservation of various non-skeletal organisms, which reached striking gigantism during the Vendian and were easily exposed to destruction by heterotrophs.

It is also erroneously to connect the first appearance of Metazoa both with the Cambrian and with the Vendian. Trace fossils (but absolutely not body fossils – it is the main point!) of Metazoans are discovered now in the Upper Riphean (the Urals, the Baikal region, the USA Beltian, the Vendian of India) and are represented by the traces of mud-eaters, either straight or spiral. In this way Paster's point of atmosphere oxygenation, as the most important bioenergetic factor, must be altered from 600 mln. y. up to 1 bln. y., that is to the base of the Late Riphean.

The problem of the Precambrian and Cambrian boundary in the USSR is the problem of the Vendian and Cambrian boundary, as the Vendian appears to be the narrowest and the youngest subdivision of the Upper Proterozoic, directly underlying the Cambrian in continuous sections (principally it is of no importance whether this is the Baltic stage of the Scando-Baltic or the Tommotian stage of Siberia). It is important to note that this boundary may undoubtedly be determined as in the whole Phanerozoic, by means of paleozoologic data. In determining the Vendian lower boundary – approximately 675 ± 25 mln. y.) however an historic-geologic and climatic-stratigraphic criterion is more acceptable at the present time. But another problem remains debatable: the boundary of the Precambrian and Cambrian is determined either by the mass appearance of various, predominantly tubular, pretrilobites fauna of the Tommotian type or in general by the first appearance of skeleton-forming organisms. The latter are undoubtedly known in the Nemakit-Daldyn horizon of Siberia (these are sabelliditids, angustiochreids and trace fossils of articulats and molluscs). That is why one point of view tends to lower the Cambrian lower boundary within the Yudona complex of Siberia; it approximately corresponds the Vendian-Baltic boundary on the Russian Platform.

At present it is probably still too early to give preference to one or the other point of view concerning the choice of the Vendian-Cambrian boundary standard, but we must take in consideration that biochemical mechanisms of skeleton-forming were included in the process of selection long before the Tommotian epoch: as evidence of this there are chitinoid arthropods of the Redkino series, chitinoid sabelliditids and other tubular organisms with the mineralized phosphatic, siliceous and carbonaceous shale of Nemakit-Daldyn and Early Baltic (Rovno) horizons.

ДРЕВНЕЙШИЕ МЕТАРФУТА

В эволюции растительной жизни на Земле возникновение *Metaphyta* явилось результатом длительного и сложного пути. Основными этапами его было появление полового размножения у древних эукариот, закономерное чередование в жизненном цикле таких эукариот полового (гаплоидного) и бесполого (диплоидного) поколений и, наконец, приобретение бесполом (диплоидным) поколением главного значения в жизненном цикле. Во внешнем облике водорослей этот путь выразился в изменении от одноклеточных микроскопических планктонных организмов к многоклеточным, макроскопическим *Metaphyta* с бентосным образом жизни (Schopf, Haugh, Molnar, Satterthwait, 1973).

Можно предположить, что возникновение *Metaphyta* относится к довендскому времени. Известно несколько, хотя и чрезвычайно редких и малочисленных, находок возможных *Metaphyta* из рифея. Это *Helminthoidichnites* Walcott из серии Белт Северной Америки, "ремневидные образования" из донамских кварцитов Юго-Западной Африки, предположительные вендотениды из второкаменной свиты Туруханского поднятия и возможные *Helminthoidichnites* из олхинской свиты Иркутского амфитеатра (Walcott, 1914; Драгунов, 1958; Glaessner, 1963; Соколов, 1975). Однако только с венда появляются несомненные *Metaphyta* в массовых количествах и на больших территориях. В СССР древнейшие *Metaphyta* хорошо известны на Восточно-Европейской и Сибирской платформах. Они приурочены к терригенным породам. Слоевидные древнейших *Metaphyta* свободно от какой-либо минерализации, сохранилось вещество самого организма. Элементарный химический состав его примерно такой: С — 41,3%, Н — 5,1%, N — 0,5%, S+O — 53,4%. Высокая концентрация порфиринов свидетельствует о наличии хлорофилла в исходном веществе. Мофологически древнейшие *Metaphyta* довольно разнообразны. Лентовидные представители их с многорядными слоевищами объединены в формальную группу *Vendotaenides* (Гниловская, 1971). Для шнуровидных, ветвящихся форм предлагается название *Eoohlynides*. На породе наиболее крупные представители вендотенид выглядят как темно-коричневые ленты пленочной толщины, длиной во фрагментах до 150 мм и шириной от 0,5 до 3,5 мм. Эохлолиниды на породе простым глазом различимы плохо. Микроскопически все эти организмы изучаются после извлечения из породы плавиковой кислотой.

В настоящее время древнейшие *Metaphyta* венда выделены в четыре рода, три из них были описаны раньше (Гниловская, 1971, 1975) и для них приводятся только дополнительные сведения, а новый род *Aataenia* gen. nov. кратко описывается ниже.

Для рода *Vendotaenia* Gn., по которому дано название всей группе *Vendotaenides*, установлено нитчатое, клеточное строение слоевища. Поперечные стенки клеток слегка смещены в соседних рядах

друг относительно друга. Высота клеток немного меньше ширины, которая составляет примерно 3 мк. Исключительно важно для понимания природы как *Vendotaenia*, так и всей группы вендотенид открытие спорангиев на слоевище *V. antiqua* Gn. (табл. I, ¹фиг. 1-3). Спорангии расположены вертикальными рядами, размеры 54-94 мк.

Отсутствие проводящей системы, облик клеток, строение спорангиев указывают на то, что род *Vendotaenia* относится к водорослям и, вероятнее всего, к бурым. Можно предполагать, что это бесполое, диплоидное поколение, приспособленное для вегетативного роста. Что представляло собой половое поколение, игравшее подчиненную роль в жизненном цикле, не ясно. Род представлен несколькими видами, из которых пока описан один.

Второй род вендотенид - *Tyrasotaenia* Gn., природа которого значительно менее ясна. Пока не удалось обнаружить ни клеточного строения, ни органов размножения. Слоевище гладкое, без какой-либо структуры. У разных видов может быть от чрезвычайно тонкого, почти прозрачного, до плотного темно-коричневого. Описан пока один вид - *T. podolica* Gn.

Третий представитель вендотенид: род *Aataenia* Gnilovskaja, gen. nov.

РОД ААТАЕНИЯ GNILOVSKAJA, GEN. NOV

Название рода дано по скажине Аа.

Типовой вид - *A. reticularis* sp. nov.; венд, лобимская свита; Московская синеклиза, скв. Аа.

Диагноз. Слоевище лентовидное, многорядное, с четким клеточным строением. В соседних рядах клеточные перегородки лежат на одном уровне.

Видовой состав. Типовой вид.

Сравнение. Отличается от других вендотенид отчетливым клеточным строением и относительно крупными клетками.

*Aataenia reticularis*¹ Gnilovskaja, sp. nov.

Табл. I, ¹фиг. 6

Название вида от *reticularis* лат. - сетчатая.

Голотип - ИГД АН СССР, Аа № 138-7; Московская синеклиза, скв. Аа - 165; венд, лобимская свита.

Описание. Слоевище имеет ширину 75-85 мк, длина во фрагментах до 1 мм. Образовано 7-12 рядами клеточных нитей, в соседних рядах клетки лежат на одном уровне. Клетки примерно прямоугольные, ширина 6,3 мк, высота 4,2 мк. Соседние ряды и клетки в рядах разделены промежутками.

¹Фототаблицу см. в конце книги.

Геологическое и географическое распространение. Венд, лобимская свита; Московская синеклиза, скв. Аа - 165, глубина 138-140 м, скв. Торопец, глубина 1008,5-1009,6 м.

Материал. 5 экз. прекрасной сохранности, выделенных из породы плавиковой кислотой.

* * *

К особой группе, для которой предлагается название Eoholynides, относится род *Eoholynia* Gn., имеющий шнуровидное, вероятно, однорядное интенсивно ветвящееся слоевище высотой около 1 см. Обнаружены многочисленные сидячие спорангии размером 10-18 мк. Чрезвычайно важно установление так называемого узла ветвления слоевища, что свидетельствует о бентосном образе жизни. Описан пока один вид *E. mosquensis* Gn. (см. табл. I, фиг. 4-5).

Распределение древнейших Metaphyta в разрезе венда в настоящее время представляется следующим образом. На Восточно-Европейской платформе первое появление древнейших Metaphyta фиксируется в редкинской свите (начиная с нелидовских слоев В.В. Кирсанова) Московской синеклизы во множестве буровых скважин (Кирсанов, 1974). Органические остатки представлены родом *Eoholynia* и грибоподобными цельными организмами высотой 1,2-1,8 мм и шириной около 0,5 мм. В лобимской (=поваровской) свите Московской синеклизы в массовом количестве появляется род *Vendotaenia*, представленный видом *V. antiqua*, а также род *Aataenia* gen. nov. Продолжает существовать род *Eoholynia*.

В Ленинградской обл. и в Белоруссии в разновозрастных котлинских отложениях в массовом количестве встречается *Vendotaenia antiqua* и не найдено пока ничего другого.

На Украине массовое появление *Vendotaenia* отмечается с подошвы джуржевских слоев. В Молдавии, по-видимому, несколько выше - с подошвы калосских. Род представлен видом *V. antiqua* и еще четырьмя морфологическими разновидностями, систематический смысл которых еще не совсем ясен. Эти вендотениды встречаются в изобилии в Молдавии и на Украине почти до кровли венда (большая часть ферापонтьевской и комаровской свит). В самых верхах этих свит, примерно последние 20 м разреза венда (гернавские слои) (Букаччук, 1969), род *Vendotaenia* сменяется родом *Tyrasotaenia*, встречающимся также в изобилии. Род представлен видом *T. podolica* Gn. и одним не описанным еще видом. В Польше наблюдается точно такая же последовательность в развитии вендотенид (материал из скважин Radzin и Kaplenosa): расцвет рода *Vendotaenia* в котлинское время вплоть почти до конца его и расцвет рода *Tyrasotaenia* в самом конце котлинского времени. Совместное нахождение этих двух родов пока неизвестно. Важно отметить, что балтийские отложения с *Sabelliditides*, перекрывающие толщу с тирасотениями, в Молдавии содержат многочисленные *Tyrasotaenia*, что свидетельствует о тесной связи вендского и балтийского бассейнов.

На Сибирской платформе остатки древнейших *Metaphyta* также широко распространены в венде и встречаются в массовых количествах. В настоящее время они известны по крайней мере из пяти различных районов, но изучены пока слабо. Массовые скопления *Vendotaenia* известны из мотской свиты по р. Хидуса из Иркутского амфитеатра. В изобилии найден род *Tyrasotaenia* из платоновской свиты по р. Сухой Тунгуске на Туруханском поднятии. Род представлен новым видом, существенно отличающимся от восточно-европейских.

ABSTRACT

The most ancient *Metaphyta* – probably brown algae, are widely distributed in Vendian of East-European and Siberian platforms. They are very abundant and represented by Vendotenides group with genera: *Vendotaenia* Gn., *Tyrasotenia* Gn., and *Aataenia* gen.n. (the new genus with typical species *A. reticularis* sp.n. is here described) and by Eoholynides group with genus *Eoholynia* Gn.

The first appearance is timed to lower part of Redkino suite of Moscovian syncline and to lower part of Motsuite of Irkutsk amphitheatre. There are three successive changes of flora within Vendian and Early Baltic: flora with *Eoholynia* (Redkino time), flora with *Vendotaenia* (nearly to the end of Kotlin time) and flora with *Tyrasotaenia* (the end of Kotlin time-Early Baltic).

ЛИТЕРАТУРА

- Букаччук П.Д. 1969. Эокембрий. – В сб. "Геология СССР, т. 45, Молдавская ССР", ч. I, гл. 4. М., "Недра".
- Гниловская М.Б. 1971. Древнейшие водные растения венда Русской платформы (поздний докембрий). – Палеонтол. журн., № 3.
- Гниловская М.Б. 1975. Новые данные о природе вендотенид. – Докл. АН СССР, серия геол., т. 221, № 4.
- Драгунов В.И. 1958. Находка *Sabellidites* в синийских отложениях западного обрамления Тунгусской синеклизы. – Докл. АН СССР, т. 122, № 4.
- Зайка-Новацкий В.С., Великанов В.Я., Жовинский Е.Я. 1971. Стратиграфия. – В кн. "Стратиграфия УССР". Киев, "Наукова думка".
- Кирсанов В.В. 1974. К вопросу о стратиграфии пограничных слоев венда и кембрия Центрального р-на Восточно-Европейской платформы. – В кн. "Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Европы и Северной Азии". М., "Наука".
- Соколов Б.С. 1967. Древнейшие погонофоры. – Докл. АН СССР, т. 177, № 1.
- Соколов Б.С. 1975. О палеонтологических находках в доусольских отложениях Иркутского амфитеатра.

- Glaessner M. 1963. Zur Kenntnis der Nama-Fossilien Südwest-Afrikas. - Ann. naturhistor. Museum Wien, Bd. 66.
- Schopf J.W., Haugh N., Molnar R.E., Satterthwait. 1973. On the development of the Metaphytes and Metazoans. - J. Paleontol., v. 47, N 1.
- Walcott C. 1914. Cambrian geology and paleontology III. Pre-Cambrian Algonkian algae flora. - Smiths. Misc. Collect., v. 64, N 2.

Н. А. ВОЛКОВА

О НАХОДКЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ СПОР С ТЕТРАДНЫМ РУБЦОМ

Сообщения о находках досилурийских спор с трехлучевой щелью, которые появились в литературе в конце 40-х, в 50-х и начале 60-х годов (Наумова, 1949, 1950, 1951; Тимофеев, 1952, 1955, 1959; Чибрикова, 1954, 1959; Наумова, Павловский, 1961 и др.), не были подтверждены дальнейшими исследователями.

В ряде работ, специально посвященных этому вопросу (Downie, 1962; Чибрикова, 1963; Волкова, 1965), было показано, что за споры были приняты фитопланктонные организмы из группы акри-тарх, а за трехлучевую щель складки смятия их оболочки. Необходимо отметить, что во всех сообщениях, касающихся находок досилурийских спор, говорилось о формах округлого очертания с тонкими, слабозаметными, не доходящими до экватора или очень короткими лучами тетрадного рубца. Споры треугольного очертания, с четкими, доходящими до экватора лучами тетрадного рубца не указывались.

В настоящее время самые древние споры с трехлучевым тетрадным рубцом известны в отложениях с силурийского времени. Краткий обзор находок силурийских спор, которые описаны из различных районов Северной Америки, Европы, Африки, дан в работе Д. Грей и А. Буко (Gray, Boucot, 1971). В этой же работе сообщается о находках спор из морских отложений группы Медина (Medina Group, нижний лландовери) в штате Нью-Йорк, которые авторы рассматривают как самые древние из известных. Присутствие трехлучевого тетрадного рубца не является определяющим признаком спор высших сосудистых растений (Chaloner, 1970; Gray, Boucot, 1971). Споры подобного типа известны также у мохообразных и у некоторых красных и бурь водорослей. Грей и Буко подробно рассматривают вопрос о возможной систематической принадлежности спор из группы Медина и приводят достаточно веские доказательства в пользу того, что они могут принадлежать или наземным, или полуводным растениям, спорангии которых находились над водой. В континентальных отложениях силура споры пока не обнаружены.

Автору известна пока только одна хорошо документированная находка спор с тетрадным рубцом из досилурийских отложений.

В работах американских исследователей Д.Шопфа (Schopf, 1970, табл. 5, фиг. 58, 59), а также Д. Шопфа и Д. Блалика (Schopf, Blasic, 1971, табл. 112, фиг. 1, 2) приведены микрофотографии тетраэдрических тетрад, состоящих из четырех шаровидных клеток и одноклеточных шаровидных форм с трехлучевым рубцом из докембрийской формации Биттер Спрингс (абсолютный возраст около 1 млрд. лет) Центральной Австралии. Эти формы, названные *Eotetrahedron princeps* Schopf et Blasic, рассматриваются авторами как гаплоидные споры несомненно эукариотных водорослей, предположительно красных или зеленых.

В последние 15 лет я изучала акритархи из докембрийских и кембрийских отложений Русской платформы. За этот период были исследованы более 2 тыс. образцов примерно из 100 разрезов. В половине образцов обнаружены многочисленные акритархи и некоторые другие проблематичные образования. Только в двух образцах, наряду с акритархами, содержались споры с трехлучевым рубцом. Один образец происходит из котлинской свиты окрестностей Ленинграда (положение образца в разрезе см. Розанов, 1973, рис. 132, образец ИТ-3), другой из котлинской свиты Латвии (Розанов, 1973, рис. 131, скв. Лудза-15, глубина 847,2 м). В этих образцах, представляющих собой тонкослоистые глины зеленовато-серого цвета, встречены многочисленные мелкие треугольно-округлого очертания споры желтого цвета в виде отдельных экземпляров и в группах. Последние встречаются чаще. Большинство спор сильно деформировано при фоссилизации, поэтому тетрадный рубец удается обнаружить только у немногих хорошо сохранившихся экземпляров. Споры имеют высокий апекс и утолщенные лучи тетрадного рубца, доходящие до экватора. Экваториальный диаметр их не превышает 10 мк.

Споры найдены в морских отложениях котлинской свиты. Сделать какие-либо предположения о возможных родственных связях рассматриваемых форм крайне трудно. Прежде всего следовало бы предположить, что они могли быть спорами водных растений *Vendotaenia antiqua* Gnivol'skaja, которые описаны также из отложений котлинской свиты Ленинградской обл. (Гниловская, 1971). Предполагается, что эти растения, включенные в формальную группу *Vendotaeniales*, являются бурями водорослями. Однако вендотениды встречаются по всему разрезу верхов венда - низов кембрия на западе Русской платформы в массовом количестве (Гниловская, 1974). Споры же в сравнительно больших количествах пока обнаружены только в двух образцах из разрезов котлинской свиты Ленинградской обл. и скважины Лудза. Следует учесть, что единичные экземпляры таких мелких спор можно не заметить в смешанных препаратах, содержащих большое количество акритарх, пленок и нитей органического вещества, а также мелкого растительного детрита. Поэтому вполне правомерно предположение, что рассматриваемые споры принадлежат каким-то водным растениям из вендотенид. Однако нельзя исключить также возможность, что они

относятся к каким-то другим, возможно, полуводным растениям, вегетативные остатки которых пока не обнаружены.

В изученных образцах вместе со спорами содержатся акритархи, представленные характерными для котлинской свиты лейосферидиями размером от 10 до 100 мк и более, а также пленки органического вещества и нитчатые микрофоссилии. Споры лучшей сохранности обнаружены в образце из котлинской свиты Ленинградской обл. Изученный материал хранится в Геологическом институте АН СССР (ГИН) под № 3940.

РОД *AMBIGUASPORA* VOLKOVA, GEN. NOV.

Название рода от *ambiguus*, лат. — сомнительный.

Типовой вид: *A. parvula* sp. nov.; верхний докембрий, котлинская свита; Ленинградская обл.

Диагноз. Мелкие трехлучевые споры треугольно-округлого очертания в полярном положении. Экзина гладкая или зернистая. Лучи тетрадного рубца утолщены, достигают экватора, апекс высокий.

Сравнение. От других родов трехлучевых спор с гладкой экзиной отличается прежде всего очень мелкими размерами и утолщенными лучами тетрадного рубца, достигающими экватора, от рода *Eotetrahedrion* Schopf et Blacic — треугольно-округлым очертанием и длиной лучей тетрадного рубца, которые доходят до экватора.

*Ambiguaspora parvula*¹ Volkova, sp. nov.

Табл. II, фиг. 1-26

Название вида от *parvulus*, лат. — очень мелкий, крошечный.

Голотип. Табл. II, фиг. 1, ГИН № 3940/1244-2; окрестности Ленинграда, котлинская свита.

Описание. Споры трехлучевые, экваториальное очертание треугольно-округлое. Лучи тетрадного рубца утолщены, достигают экватора, апекс высокий. Экзина гладкая, тонкая, в области лучей тетрадного рубца утолщена. Экваториальный диаметр 3-9 мк. Встречаются отдельными экземплярами и в группах.

Геологическое и географическое распространение. Котлинская свита; окрестности Ленинграда, Латвия, скв. Лудза, глубина 847,2 м.

Материал. Многочисленные, большей частью деформированные экземпляры в группах (чаще) и в виде одиночных экземпляров (реже).

¹Фототаблицу см. в конце книги.

ABSTRACT

Spores with a triradiate tetrad scar have been found in two samples from two sections (vicinity of Leningrad and bore hole Ludza-15 in Latvia) of the Kotlinskaya suite (Upper Vendian). The spores attributed to a new genus and species *Ambiguaspora parvula* gen. et sp. nov. are characterized by very small dimensions (less than 10 mc in diameter) and thickened rays of the tetrad scar reaching the equator. It is assumed that spores could have belonged either to aquatic plants from the Vendotaenides group, or some other, possibly semi-aquatic, plants, vegetative remains of which have not been found yet.

ЛИТЕРАТУРА

- Волкова Н.А. 1965. О природе и классификации микрофоссилий растительного происхождения из докембрия и нижнего палеозоя. - Палеонтол. журн., № 1.
- Гниловская М.Б. 1971. Древнейшие водные растения венда Русской платформы (поздний докембрий). - Палеонтол. журн., № 3.
- Гниловская М.Б. 1974. О стратиграфическом значении вендотенид. - В сб. "Микрофитофоссилии протерозоя и раннего палеозоя СССР". Л., "Наука".
- Наумова С.Н. 1949. Споры нижнего кембрия. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Наумова С.Н. 1950. Споры нижнего силура. - Труды Всесоюз. конф. по спорово-пыльцевому анализу. 1948 г. М., Изд-во МГУ.
- Наумова С.Н. 1951. Споры древних свит западного склона Южного Урала. - Труды МОИП, т. 1, отд. геол.
- Наумова С.Н., Павловский Е.В. 1961. Находка растительных остатков (спор) в сланцах торридонна Шотландии. - Докл. АН СССР, т. 141, № 1.
- Розанов А.Ю. 1973. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. - Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 241.
- Тимофеев Б.В. 1952. Древнепалеозойские отложения в Молдавии. - Докл. АН СССР, т. 86, № 6.
- Тимофеев Б.В. 1955. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири. - Докл. АН СССР, т. 105, № 3.
- Тимофеев Б.В. 1959. Древнейшая флора Прибалтики и ее стратиграфическое значение. - Труды Всесоюз. нефт. н.-и., геологоразв. ин-та, вып. 129.
- Чибрикова Е.В. 1954. Находки спор в бавлинской свите Башкирии. - Докл. АН СССР, т. 95, № 5.
- Чибрикова Е.В. 1959. Споры из девонских и более древних отложений Башкирии. - Материалы по палеонтологии и стратиграфии девонских и более древних отложений Башкирии. М., Изд-во АН СССР.
- Чибрикова Е.В. 1963. Условия формирования спорово-пыльцевых комплексов и их использование для восстановления обстановки седиментации и палеогеографии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Chaloner W.G. 1970. The rise of the first land plants. - Biol. Revs. Cambridge Philos. Soc., v. 45, N 3.
- Downie C. 1962. So-called spores from the Torridonian: Report of demonstration. - Proc. Geol. Soc. London, N 1600.



1675

- Gray J., Boucot A.J. 1971. Early Silurian spore tetrads from New York: earliest New World evidence for vascular plants? — *Science*, v. 173, N 4000.
- Schopf J.W. 1970. Precambrian micro-organisms and evolutionary events to the origin of vascular plants. — *Biol. Revs. Cambridge Philos. Soc.*, v. 45, N 3.
- Schopf J.W., Blacic J.M. 1971. New microorganisms from the Bitter Springs Formation (Late Precambrian) of the north-central Amadeus Basin, Australia. — *J. Paleontol.*, v. 45.

С. В. МЕЙЕН

ПРИНЦИПЫ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Будучи вполне самостоятельной дисциплиной с собственными задачами, палеобиогеография в то же время связана своим фактическим материалом и обобщениями с систематикой, теорией эволюции, палеогеографией, стратиграфией, тектоникой и другими дисциплинами. Биогеографические критерии широко используются в систематике. Данные о распределении организмов сыграли немаловажную роль в обсуждении проблем глобальной тектоники, особенно при становлении и оценке гипотезы мобилизма. От существования фито- и зоохорий прямо зависят пределы распространения стратиграфических подразделений, выделенных с помощью палеонтологического метода. Без знания биогеографии невозможны полноценные палеоклиматические, палеогеографические и иные реконструкции. Поэтому вполне понятен интерес широких кругов геологов и биологов к палеобиогеографии. Соответствующая литература исчисляется уже многими сотнями названий и продолжает стремительно расти. Схемы палеобиогеографического районирования (ПР) составлены для всех эпох фанерозоя по многим группам ископаемых организмов.

Однако схемы ПР, составленные разными исследователями для одного и того же времени и для одной и той же группы, нередко принципиально отличаются. Это заставляет обратить более пристальное внимание на принципы ПР. Литература по этой теме тоже довольно велика, но в своем большинстве опубликованные работы рассматривают лишь те проблемы ПР, которые имеют прямое отношение к конкретному материалу авторов. Более полное рассмотрение принципов ПР можно найти лишь в отдельных публикациях (Крымголец, Эйнон, 1962; Вахрамеев, 1964; Эйнон, 1964; Флеров, 1964; Мейен, 1970; Макридин, 1973). В литературе отмечалось, что биогеография современных организмов и палеобиогеография различаются по своим методам и задачам. Указывалось также, что биогеографические подразделения, при всей их зависимости от климата, не следует смешивать с палеоклиматическими районами. Но, пожалуй, только в статье В.П. Макридина (1973) были четко сформулированы те принципы, которые явно или неявно кладутся исследователями в основу схем ПР.

По мнению Макридина, таких принципов четыре: 1) ареало-генетический; 2) экологический; 3) статистический; 4) исторический. Макридин считает необходимым сочетание всех четырех принципов. ПР, таким образом, должно быть комплексным. Макридин (1973, с. 4) считает, что признание специфики палеонтологического материала по сравнению с рецентным "не означает необходимости основывать палеозоогеографическое районирование на совершенно иных принципах, ничего общего не имеющих с принципами зоогеографического районирования. Наоборот, ... палеозоогеографическое районирование следует проводить с учетом основных принципов зоогеографического районирования, сочетая их с положениями, вытекающими из особенностей палеонтологии и объектов ее исследований".

Эти представления Макридина кажутся нам совершенно правильными, хотя и нуждающимися в определенном логическом завершении. Попытка такого завершения и сделана в настоящей статье.

Обсуждая принципы ПР, мы должны прежде всего учесть следующие четыре обстоятельства.

1. ПР обладает значительной спецификой по сравнению с районированием современного биоса. Эта специфика заключается прежде всего в неполноте палеонтологических данных. В ходе захоронения ископаемых нарушаются первичные пространственные отношения организмов, особенно из-за переноса и переотложения их остатков. Из-за неполноты сохранности тела организмов таксономическая структура ископаемых может сильно отличаться от той, которую мы бы построили, если бы знали организмы целиком. Палеонтологу приходится реконструировать недостающие части, устанавливать прижизненное сочетание частей, захороняющихся дисперсно, обходиться без важнейшего критерия систематики — репродуктивной совместимости особей в пределах вида. Не случайно в палеоботанической номенклатуре предусмотрено введение форм-родов и орган-родов. Те же категории неявно широко используются и в палеозоологии.

Таксономия, создаваемая для разрозненных остатков, может сильно отличаться от таксономии целых организмов. Во-первых, на отдельных частях полнее, чем на целых организмах, проявляется структурный изоморфизм (параллелизм, конвергенция). Во-вторых, полиморфизм в отдельных частях может быть непропорциональным по отношению к прочим частям того же организма. Из-за этого мы будем искусственно увеличивать таксономические расстояния (например, относить к разным родам изолированные остатки, в то время как целые организмы вполне могли принадлежать к одному роду). Эти ошибки нередко вскрываются в ходе исследований. Сюда же относятся и случаи нерасшифрованного полового или иного внутривидового полиморфизма. Из-за формальности палеонтологических таксонов схемы ПР нередко приобретают характер схем распределения признаков, а не полноценных биологических таксонов.

2. По мере накопления материала, все большую роль в ПР будут играть формализация и математизация. Иногда процедуру районирования отождествляют с классификационной, хотя в действительности районирование соответствует логической операции расчленения, а не классификации.

3. Обычно при рассмотрении принципов ПР исследователи берут как за данную систематику ископаемых организмов. Не учитывается, что биогеография и систематика находятся в тесном взаимодействии с положительной обратной связью. Зависимость биогеографии от систематики очевидна. Но и биогеография, в свою очередь, оказывает влияние на систематику через географический критерий, особенно важный при установлении таксонов родовой и видовой групп. Географическое единство — важный показатель исторического единства таксонов широко используемый филогенетическим направлением в систематике (Hennig, 1950). Недаром географическая определенность относится к числу видовых критериев и приобретает особый вес при установлении подвидов. Наоборот, дизъюнкция ареала побуждает искать систематические отличия особей, вызванные изоляцией. Поэтому при формализации и математизации ПР приходится помнить о том, что в ходе ПР таксономическая структура соответствующей группы организмов может изменяться. Тем самым ПР приобретает характер моделирования, проводится последовательными приближениями.

4. В литературе недостаточно освещен вопрос, можно ли говорить о некоей единой привилегированной схеме ПР для определенного интервала времени, к которой необходимо стремиться, или же схемы, построенные по различным основаниям (даже для одной группы организмов), принципиально равноправны. Этот вопрос представляется наиболее существенным и на нем надо остановиться подробнее.

Прежде чем обсуждать оптимальный способ ПР, надо установить, какие способы логически возможны. Эти способы будут различаться в зависимости от того, какие факты мы будем вовлекать в анализ и как мы будем интерпретировать фактический материал. Можно (1а) принимать во внимание только распределение в пространстве таксонов одной систематической группы; это — просто построение и анализ ареалов; (1б) учитывать данные по сообществам организмов; в модель вводятся экологические отношения, а таксономические рамки не накладываются; (1в) учитывать не только биотические, но и абиотические факторы; анализ становится палеоэкосистемным. Далее подход может быть (2а) историческим, т.е. при установлении биохорий и оценке их ранга учитывается их предшествующая и последующая история; (2б) внеисторическим, — определенный временной интервал анализируется без какого-либо учета исторической перспективы. Многосторонним может быть и оперирование всеми этими данными; (3а) по аналогии с нумерической систематикой можно говорить о нумерическом ПР; все учитываемые признаки имеют априорно равный вес; (3б) вес признаков задается

заранее, исходя из каких-то постулатов; тем самым ранг биохорий раз и навсегда ставится в прямую зависимость (взаимно однозначное отношение) к рангу эндемизма таксонов; любое изменение в систематике будет автоматически вынуждать к перестройке схемы ПР; (Зв) установление веса признаков ведется методом последовательных приближений (как в конгрегационной систематике, — Смирнов, 1969); на основе прошлого опыта и (или) после чернового обзора всего материала вводится гипотеза о весе отдельных признаков, которая модифицируется в ходе исследования; постепенно все данные приводятся в согласие; учитывается обратная связь ПР и всех тех дисциплин (систематики, палеогеографии и др.), данные которых явно или неявно используются для ПР.

Итак, имеются три группы критериев, причем любой способ ПР обязательно должен включать по одному критерию из каждой группы, а критерии разных групп могут свободно комбинироваться. Логически возможны 18 таких комбинаций, т.е. 18 независимых способов ПР. Можно приложить эти комбинации к различным, предлагавшимся в литературе схемам. Предварительный просмотр литературы по палеобиогеографии показывает, что все 18 комбинаций действительно использовались. С точки зрения собственно палеобиогеографии все они равны и о преимуществах или недостатках определенных способов можно говорить лишь с учетом дальнейшего использования схем ПР. Здесь ситуация, по-видимому, совершенно та же, что и в систематике организмов, которые могут классифицироваться по различным основаниям. Большинство специалистов сходится в том, что при всем разнообразии целевых установок мы все же нуждаемся в некоторой привилегированной системе организмов, строящейся с учетом предельно широкого комплекса признаков. Такая система отнюдь не исключает построения частных классификаций по ограниченным комплексам признаков (вплоть до утилитарных).

Единая привилегированная система организмов, которую обычно называют естественной, допускает наибольшее многообразие путей ее дальнейшего использования и именно этим прежде всего определяется ее привилегированное положение перед частными классификациями.

Точно так же можно относиться и к схемам ПР, построенным по разным основаниям. Схемы ПР имеют особенно важное значение для систематики, стратиграфии, тектоники, палеогеографии, палеоклиматологии, седиментологии. Для этих дисциплин наиболее ценны схемы, строящиеся при сочетании критериев 1в, 2а и 3в (экосистемный анализ материала, исторический подход, выявление веса признаков в ходе исследования методом моделирования).

Здесь, однако, можно возразить, что при таком сочетании критериев мы вынуждены вовлекать в ПР материалы как раз тех дисциплин, которые затем будут использовать схемы ПР для своих обобщений. Создается впечатление логического круга в рассуждениях. В действительности логический круг не возникает, так как в

ходе исследования мы не автоматически суммируем различные факты и обобщения, а добиваемся согласованности гипотез (вероятностных суждений), хотя и взаимосвязанных, но в известной степени независимых. Мы следуем не логическим кругом, а опираемся на метод "взаимного освещения", получаем результаты последовательными приближениями. Логический круг возникает только в том случае, если каждое суждение не будет подлежать корректировке после соотнесения с другими суждениями, а будет категорическим (не вероятностным). "Взаимное освещение" методов может быть иллюстрировано на примере соотношения ПР и тектоники при обсуждении проблемы дрейфа континентов. В подтверждение и для опровержения мобилизма часто ссылаются на схемы ПР. Но последние будут иметь существенно разный смысл в зависимости от того, как относится к мобилизму палеонтолог. Допущение или отрицание перемещения литосферных плит меняет относительный вес отдельных признаков, заставляет по-разному интерпретировать биогеографические границы и т.д.

Итак, наиболее ценным с точки зрения большинства других дисциплин является ПР, основанное на широком комплексе признаков. Для решения частных задач могут быть полезными и более частные схемы районирования, строящиеся, скажем, без учета исторической перспективы, как простое суммирование ареалов. Однако и в этих случаях исследователь, видимо, не может полностью абстрагироваться от других критериев. Например, прослеживая и нанося на карту распространения таксона, палеонтолог должен иметь дело с определенным интервалом времени. Выделение этого интервала обеспечивается стратиграфическими методами, которые, в свою очередь, используют биогеографические данные.

В заключение кратко суммируем основные принципы ПР: 1) логически возможны 18 способов ПР, которые с собственно биогеографической точки зрения равноправны; 2) при учете дальнейшего использования схем ПР, наиболее ценны те из них, которые строятся на комплексной палеоэкосистемной основе, с учетом исторической перспективы биохорий, выявлением веса признаков в ходе исследования; 3) ПР связано с другими дисциплинами (по крайней мере с систематикой) тесной обратной связью (принцип "взаимного освещения").

Эти основные принципы ПР полезно учитывать при формализации и математизации палеобиогеографических построений.

ABSTRACT

One can find in the literature a good deal of schemes of palaeobiogeographic zoning (PZ), which often contradict to one another even when based on the same factual data. This leads one to pay more attention to the principles of the work. Discussing the principles one should take into account (1) peculiarities of PZ against the zoning of recent organic world (imper-

fection of fossil record, a large amount of form taxa, deformation of initial spatial patterns by taphonomic factors, etc.); (2) there are both similarity and essential differences between procedures of systematics and PZ; the latter corresponds to a logical operation of dismemberment (not classification, as it is often thought); (3) an assumption is admissible that there may be various schemes of PZ made on different grounds with different aims; (4) PZ do not use ready data provided by systematics; the geographical criterium is an important component of the historical method of systematics (especially of taxa of lower rank); therefore PZ and systematics are connected by feedback relation.

Before discussing the optimal way of PZ we have to outline what methods are logically possible. The methods of PZ may vary depending on what facts are involved into the analysis and how these facts are treated. One can (1a) take into consideration only spatial patterns of taxa of a certain systematical group; this is merely an area analysis; (1b) involve data on communities and ecological relations, i. e. taxonomical limits are not introduced; (1c) take into account abiotic factors as well, i. e. the analysis covers palaeoecosystems. The approach may be (2a) historical, viz. the establishing of the biochoria and the estimation of their ranks is made on the background of their preceding and subsequent history, (2b) non-historical, - one analyses a certain time span without reference to other ones. The treatment of all these data may be multisided: (3a) by analogy with numerical systematics one can speak on numerical PZ, when all characters are potentially of an equal weight; (3b) weights of characters are introduced *a priori*, and, hence, the rank of taxa endemicity will show one-to-one correspondence with that of biochoria; (3c) characters are weighted by method of consecutive approximation (as in the congregation systematics); PZ is carried out as a modelling, feedback of systematics and biogeography being also borne in mind.

Thus there are three groups of criteria of PZ. Any method of PZ should include one criterium of each group, and criteria of different groups may be freely combined. There are 18 such combinations and hence 18 independent and logically admissible methods of PZ. From the point of view of biogeography itself, all these methods possess equal rights. An optimal method may be selected only in view of further use of PZ schemes. Considering the use of PZ in systematics, stratigraphy, palaeogeography, tectonic and in many other branches of science, the optimal way is to combine criteria 1c, 2a, and 3c (palaeoecosystem and historical approaches, weighting of characters in the course of investigation by means of modelling). One can claim that such combination of criteria implies involving the generalizations which are made with the help of PZ and conversely. This appears as a vicious circle in reasoning. In reality, however, the circle does not arise, because in the course of reasoning a co-ordination of interrelated hypotheses (probabilistic judgements) is attempted on the basis of consecutive approximation and mutual elucidation.

ЛИТЕРАТУРА

- Вахрамеев В.А. 1964. Роль древних растений в восстановлении физико-географических, особенно климатических, условий геологического прошлого. – В сб. "Методы палеогеографических исследований", М., "Недра".
- Крымгольц Г.Я., Эйно́р О.Л. 1962. Вопросы биогеографии в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР. – Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Макридин В.П. 1973. Принципы выделения и номенклатура подразделений палеозоогеографического районирования морских бассейнов. – Палеонтол. журн., № 2.
- Мейен С.В. 1970. Понятие о флоре и растительности геологического прошлого. Принципы палеофлористического районирования. – Труды ГИН АН СССР, вып. 208.
- Смирнов Е.С. 1969. Таксономический анализ. М., Изд-во МГУ.
- Флеров К.К. 1964. Некоторые вопросы палеозоогеографии. – Палеонтол. журн., № 3.
- Эйно́р О.Л. 1964. Вопросы биогеографии в палеогеографическом атласе СССР. – В сб.: "Методы палеогеографических исследований". М., "Недра".
- Hennig W. 1950. Grundzüge einer Theorie der Phylogenetischen Systematik. Berlin, Deutscher Zentralverlag.

О. В. ЮФЕРЕВ

О ПОЯСНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯХ В БИОСТРАТИГРАФИИ

Все известные системы стратиграфической классификации включают подразделения от местных, региональных до общих – планетарных. Иной подход к этому вопросу невозможен, так как ценность любой стратиграфической классификации прежде всего определяется ее универсальностью, без которой не могут быть выявлены связи и причинная зависимость между подразделениями биостратиграфии и последних с участками, районами, провинциями, областями и биогеографическими поясами. В связи с этим в системе стратиграфической классификации, кроме региональных подразделений (слоев, горизонтов) и планетарных зон и ярусов, должны найти свое законное место также поясные подразделения – поясные зоны и поясные ярусы, особенности которых для палеозоя показаны А.Д. Миклухо-Маклаем (1963), Э.Я. Левенюм (1967), О.В. Юферевым (1969, 1973), для мезозоя – В.Н. Саксом и Н.И. Шульгиной (1972, 1974), для кайнозоя – в докладах В.В. Меннера и М.Я. Серовой на 14-й сессии Всесоюзного палеонтологического общества (1968) и др.

В основе выделения биогеографических поясов лежит признание закона географической зональности Докучаева – Берга, ведущее во времени к неодинаковой этапности развития организмов в смежных биогеографических поясах (Юферев, 1974)

Характер поясных подразделений биостратиграфии зависит от особенностей эпох (геократической, талассократической), во время ко-

торых происходило формирование органического мира рассматриваемого периода (системы). В связи с этим ниже отдельно рассмотрены верхний карбон, формирование которого происходило в геократическую эпоху, и верхняя юра – нижний мел с их мягким климатом и слабой дифференциацией органического мира по биогеографическим поясам.

Все известное о фауне и флоре позднего карбона свидетельствует о существовании в ту эпоху трех основных фаун и флор: двух высокоширотных холоднолюбивых и экваториальной теплолюбивой, по которым выделяются три биогеографических пояса: Северный высокоширотный (Сибирский), Экваториальный и Южный высокоширотный (Австралийский).

Верхнекаменноугольные отложения Северного высокоширотного (Сибирского) биогеографического пояса подразделяются на 4–5 (?) видовых зон, Экваториального пояса – на 18 видовых фузулинидовых и 9 родовых гониатитовых зон (Соловьева, 1963; Руженцев, Богословская, 1971; Дженчураева, 1974) и Южного высокоширотного (Австралийского) биогеографического пояса – на 2 (?) видовые зоны (Campbell, Mc Kellar, 1969) (см. таблицу).

В Северном высокоширотном (Сибирском) биогеографическом поясе зона *Planospirodiscus minimus* (самодийский ярус) представлена: на Таймыре отложениями нижнемакаровского подгоризонта, в Верхояно–Колымской обл. магарским надгоризонтом в объеме стратотипа магарской свиты Момского хребта, в Забайкалье – гутайским горизонтом, в Северо–Восточном Прибалхашье нижебашкирскими отложениями с *Bashkirites*, *Reticuloceras* в Западно–Сибирской низменности отложениями с *Planospirodiscus minimus* и другими звездчатыми архедисцидами. Во время формирования этих пород в морях Сибирского пояса господствовали такие сибирские брахиоподы, как *Jakutoproductus*, *Orulganina*, *Levipustula*, *Torynifer*; распространены были также звездчатые архедисциды, тетратаксисты, трепейлопсисы, аммодисцеллы и другие прикрепленные фораминиферы.

К зоне *Orulganites triangulumbilicatus* (куломскому ярусу) в Сибирском поясе относятся: на Таймыре верхнемакаровский подгоризонт, в Верхояно–Колымской обл. – ольчинский надгоризонт, в Забайкалье – нижняя часть шазагайтуйской свиты, в Северо–Восточном Прибалхашье отложения с *Pseudonovella carbonica* (южносаякский горизонт) и слои с *Choristites fritschi*, *Aljutovella cybaea*, *Cancelloceras cancellatum* (северосаякский горизонт). В это время в Сибирском поясе продолжали развиваться прикрепленные фораминиферы (*Trepeilopsis*, *Tolyrammina*, *Ammodiscella*, *Hemisphaerammina*), появились гониатиты средиземноморского происхождения (*Diaboloceras*, *Owenoceras*, *Bisatoceras*, *S. hartymites*), давшие начало сибирским видам и родам, – *Orulganites*, *Parayakutoceras*, *Aldanites*, *Orulganites triangulumbilicatus* (Popow), *Diaboloceras ruzhenzewi* Andr., *Christioceras domokhotovi* (Popow). Преимущественно сибирскими родами и видами представлены брахиоподы: *Jakutoproductus*, *Taimyrella*, *Levipustula*, *Settedabanina*, *Orulganina*, *Torynifer* и др.

Схема поясных зональных подразделений верхнего карбона

Южный высокоширотный (Австралийск.) пояс	Экваториальный биогеографич. пояс		Северный высокоширотный (Сибирский) пояс
	зоны		
	фузулиновые	гонититовые	
Post-Levipustula	<i>Daixina sokensis</i>	Schumardites—Emilites	<i>Samarophoria pentameroides</i>
	<i>Triticites jigulensis</i> — <i>Protriticites pseudomontiparus</i>	Dunbarites—Parashumardites	<i>Aktubites lenensis</i>
Levipustula levis	<i>Fusulinella bocki</i> — <i>Fusulina cylindrica</i>	Pseudoparalegoceras—Wellerites	Отложения с <i>Jakutoproductus cheraskovi</i> и другие брахиоподы
	<i>Fusulinella colaniae</i>	Paralegoceras — Eowellerites	
	<i>Hemifusulina volgensis</i>		
	<i>Aljutovella aljutovica</i>	Diaboloceras — Winslowoceras	
?	<i>Verella spicata</i>	Diaboloceras — Axinolobus	<i>Orulganites triangulium-bilicatus</i>
	<i>Ozaw. pararhomboidalis</i>		
	<i>Profusulinella primitiva</i>	Branneroceras — Castrioceras	
	<i>Pseudostaffella praegorskyi</i>		
	<i>Pseudostaffella antiqua</i>	Bilinguites — Cancelloceras	<i>Planospirodiscus minimus</i>
<i>Eost. postmosquensis</i> — <i>E. psuedostruvei</i>	Reticuloceras—Baskort		

Отложения с *Jakutoproductus cheraskovi* и другими нехарактерными брахиоподами пока что выделяются не повсеместно. В Западном Верхоянье к ним относится суорганская свита, в Южном Верхоянье — верхняя часть экачанской свиты и одновозрастные им отложения. В это время фауна брахиопод стала беднее, а гонититов не было.

Зона *Aktubites lenensis* наиболее типично выражена в Западном Верхоянье, где ее фауна (*Eoshumardites artigensis* Popow, *Parayakutoceras secretum* Popow, *Yakutoglaphirites involutus* Popow) приурочена к нижней части халданской свиты (Западное Верхоянье), нижней части янгандинской свиты (Охотский массив и др). Появившиеся в начале гжелского века эти аммоноидеи встречались совместно с унаследованными от прежней эпохи брахиоподами *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Rhynchopora nikitini* Tschern. и развившимися

тогда же *Leiorhynchus ripheicus* Step., *Achunoproductus achunovensis* (Step.) и др.

Зона *Samatophoria pentameroides* с брахиоподами *Martinia orbicularis* Semm. и видом-индексом зоны, составлявшими основной фон комплекса, представлена отложениями, распространенными от Таймыра до Забайкалья.

Биостратиграфия верхнекаменноугольных отложений Экваториального биогеографического пояса после классической работы А.Д. Миклухо-Маклая (1963) не нуждается в дополнительной характеристике.

В раннебашкирское время в Экваториальном поясе широко распространены фузулиниды, кораллы, криноидеи, брахиоподы и др. Из фузулинид были распространены многочисленные виды эоштаффелл, миллерелл, медиокрисов, озавайнелл, псевдоэндотир и псевдоштаффелл. Из аммоноидей – семейства *Agathiceratidae*, *Pseudoparaleoceratidae*, *Schistoceratidae*, *Welleritidae*, *Anthracoceratidae*, *Reticuloceratidae*, роды *Boesites*, *Gonioloboceras*, *Shuichengoceras*, *Glaphyrites*, *Eoasianites*, *Donetzoceras*, *Phaneroceeras*, *Bisatoceras*, *Diaboloceras*, *Scharitymites*, *Stenopronorites*.

В позднебашкирско-раннемосковское время в Экваториальном поясе кроме унаследованных от начала башкирского века эоштаффелл, миллерелл, псевдоштаффелл и других появились и получили распространение новеллы, профузулинеиллы, альютовеллы, шубертеллы, вереллы, фузулины, фузулинеиллы, зофузулины, фузиеллы и др.

В позднемосковско-гжельское время в Экваториальном поясе, в евразийской его части, получили развитие комплексы *Fusulinella*, *Fusulina*, *Protriticites*, *Triticites*, *Montiparus*, *Daixina*, *Rugosofusulina* и в Северной Америке комплексы с *Plectofusulina*, *Bartramella*, *Kansanella*, *Waeringella*, *Thompsonella*. Широко распространены в поясе по-прежнему кораллы, в том числе рифостроящие, криноидеи и др.

В Южном высокоширотном (Австралийском) биогеографическом поясе, в Восточной Австралии, Аргентине и Бразилии, широко распространены фауны зон *Levipustula* и *Post-Levipustula*, представленные брахиоподами и пелещиподами (*Levipustula*, *Kitakamithyris*, *Neospirifer*, *Beecheria*, *Rhynchopora*, *Spinaliplica*, *Liriplica*, *Lisella* и др.), в составе которых имеются роды с биполярным распространением (*Levipustula*, *Kitakamithyris*, *Rhynchopora*) (Amos, 1964; Łoczy, 1964; Campbell, Mc Kellar, 1969).

Приведенные данные свидетельствуют о своеобразии фауны и стратиграфических подразделений верхнего карбона Экваториального и обоих высокоширотных биогеографических поясов и сложности их сопоставления.

В Сибирском поясе первым снизу стратиграфическим подразделением верхнего карбона, заключающим аммоноидей, наиболее важных для дальних корреляций, является зона *Orulganites triangulumbilicatus*. В Северном Хараулахе, Гижигинском прогибе (Ганелин, 1973) и Момском хребте (устное сообщение В.Е. Руженцева) в 100 м выше подошвы этой зоны совместно с другими аммонитами встре-

чается *Diaboloceras ruzhenzewi* Попов, свойственный зоне *Diaboloceras* - *Axinolobus* Экваториального пояса.

Из кровли зоны *Orulganites triangulumbilicatus* (кровли средней части экачанской свиты Сетте-Дабана) Ю.Н. Поповым (1970) описан аммонит *Winslowoceras domokhotovi* Попов, свойственный зоне *Diaboloceras* - *Winslowoceras*. По В.Е. Руженцеву (устное сообщение) этот вид принадлежит роду *Christioceras* той же зоны.

Таким образом, по аммонитам зона *Orulganites triangulumbilicatus* Сибирского пояса сопоставляется с зонами *Diaboloceras* - *Axinolobus* и *Diaboloceras* - *Winslowoceras* Экваториального пояса. Учитывая, однако, что аммониты, общие с аммонитами зон *Diaboloceras* - *Axinolobus*, появляются в зоне *Orulganites triangulumbilicatus* в 100 м выше ее подошвы, нижние 100 м можно условно сопоставлять с зоной *Branneroceras* - *Gastrioceras* (см. таблицу).

Изученные специально с целью сопоставления верхнекаменноугольных отложений Сибирского и Экваториального биогеографических поясов южносибирский и северосаякский горизонты Северо-Восточного Прибалхашья с фузулинидами, экваториальными, экваториально-сибирскими и сибирскими брахиоподами и пелециподами и другими сопоставляются с фузулинидовыми зонами *Pseudostaffella praegorskii*-*Aljutovella aljutovica* Экваториального пояса, соответствующими гониатитовым зонам *Branneroceras* - *Gastrioceras*, *Diaboloceras* - *Axinolobus* и *Diaboloceras* - *Winslowoceras*. Встреченные в южносибирском и северосаякском горизонтах Северо-Восточного Прибалхашья *Orulganites lata* Kotl., *Balakhonia insinutata* (Girty), *Schizodus antiquus* Hind, *Streblopteria fibrillosum* (Salter) и *Poteriocrinites mergensis* Stuck. являются общими видами с зоной *Orulganites triangulumbilicatus* Сибирского пояса, что подтверждает приведенную выше корреляцию аммонитовых зон обоих поясов.

В результате зоне *Orulganites triangulumbilicatus* в Экваториальном поясе отвечают верхняя часть башкирского - нижняя часть московского ярусов в объеме зон *Branneroceras* - *Gastrioceras*, *Diaboloceras* - *Axinolobus* и *Diaboloceras* - *Winslowoceras*. Одновременно это приводит к определению объема зоны *Planospirodiscus minimus* (самодийского яруса Сибирского пояса) и верхней части разреза верхнего карбона обоих поясов (см. таблицу).

Основанное на брахиоподах сопоставление верхнего карбона Южно-го высокоширотного (Австралийского) пояса с зонами и ярусами Экваториального пояса еще очень провизорно (см. таблицу). Для усовершенствования его, очевидно, необходимо учесть опыт изучения верхнего карбона Сибирского пояса и тех закономерностей, которые были при этом вскрыты.

В пограничных отложениях юры и мела В.Н. Саксом и Н.И. Шульгиной (1972, 1974), Н.И. Шульгиной (1974) и другими выделяются планетарные ярусы: титонский (вожжский), берриасский и валанжинский. В Северном высокоширотном (бореальном) биогеографическом поясе в верхневолжских отложениях по аммонитам выделяются три видовые зоны, в берриасских - четыре, в валанжинских -

четыре; в Экваториальном поясе: в верхневолжских отложениях — две видовые зоны, в берриасских — три и в валанжине — три (Шульгина, 1974). Близкое число зон в верхневолжских, берриасских и валанжинских отложениях Северного высокоширотного и Экваториального поясов, по-видимому, находится в связи со сходным числом в них родов и видов аммонитов, хотя между числом родов и видов аммонитов и числом зон прямой зависимости и не наблюдается. В то же время состав аммонитов в рассматриваемых биогеографических поясах был различным.

В Северном высокоширотном (бореальном) биогеографическом поясе в конце юры — начале мела среди аммонитов господствовали представители краспедитид, реже встречались перисфинктиды и др. Для Экваториального пояса тогда же были свойственны *Berriassellidae*, *Neocomitidae*, роды *Berriassella*, *Spiticeras*, *Neocosmoceras*, *Himalayites*, *Dalmasiceras*, *Subalpinites*, некоторые из которых проникали в пределы Северного высокоширотного пояса (Шульгина, 1974). Рассматривавшие тот же вопрос Р. Бюснардо, Г. Ле Эгар и Ж. Мане (Busnardo, Le Hegarat, Mane, 1965) отмечают, что в Юго-Восточной Франции (Экваториальный пояс) "три количественно преобладающие группы — *Berriassella*, *Dalmasiceras* и *Spiticeras* — в той же степени принадлежат верхнему титону, как и берриасу", с чем согласны В.Н. Сакс и Н.И. Шульгина (1972).

Таким образом, налицо не только различие аммонитовых зон Экваториального и Северного высокоширотного поясов в конце юры — начале мела, но и неодинаковая этапность развития фаун в смежных поясах. Общность фаун титона и берриаса в Экваториальном поясе приводит к тому, что наиболее четкая смена комплексов аммонитов здесь приходится на границу берриаса и валанжина, откуда логично рядом авторов делаются выводы о включении берриаса в состав юры. В применении к Экваториальному биогеографическому поясу следование этим выводам представляется более правильным, чем правилу приоритета, согласно которому граница юрской и меловой системы прошла по "живому телу" внутри титона — берриаса.

В Северном высокоширотном поясе характер краспедитид позволяет решить тот же вопрос двояко, т.е. провести границу юры с мелом либо между волжским ярусом и берриасом, либо между берриасом и валанжином (Шульгина, 1974).

Находка южного титонского вида *Berriassella* aff. *richteri* Opp. лишь в нижней из трех зон верхневолжского подъяруса Северной Сибири, равно как и условность сопоставления зоны *Chetaites sibiricus* Сибири с зонами *Berriassella grandis* и *Neocomites acitanicus* Франции, не имеющими, по Н.Н. Шульгиной (1974), общих видов, заставляет с осторожностью отнестись к одновозрастности уровня, принимаемого в качестве планетарной границы титонского и берриасского ярусов.

Данные о различии состава комплексов аммонитов Экваториального и Северного высокоширотного (бореального) поясов в конце

юры — начале мела и неодинаковой этапности их развития в названных поясах свидетельствует о необходимости отображения существующих особенностей в конкретных поясных подразделениях биостратиграфии, даже для такой "благополучной" эпохи, как конец юры — начало мела.

* * *

Из сказанного следует, что каждый из биогеографических поясов, к какой бы эпохе (талассократической или геократической) он не относился, характеризуется не только своими особенностями органического мира, но и своеобразием развития его фаун во времени. Несовпадение стратиграфических подразделений различных биогеографических поясов одного и того же периода (системы) или эпохи (отдела) является следствием этих явлений. Все это однозначно свидетельствует о необходимости отображения особенностей состава и этапности развития фаун биогеографических поясов в виде особых поясных зон и поясных ярусов и введении их в систему стратиграфической классификации в виде самостоятельной категории наряду с региональными и планетарными подразделениями биостратиграфии.

В геократические эпохи фауна экваториальных поясов по обилию и разнообразию сильно отличалась от обедненных фаун высокоширотных поясов. Отложения экваториальных поясов этих эпох подразделяются на большое число видовых и родовых зон; число зон в разновозрастных отложениях высокоширотных поясов в несколько раз меньше, чем в экваториальных. Результатом являются крупные несовпадения поясных зон, равно как и выделяемых по ним поясных ярусов.

В слабоконтрастные геологические эпохи фауна экваториальных поясов по разнообразию мало отличалась от фаун высокоширотных поясов. Отложения экваториальных и высокоширотных поясов этих эпох подразделяются на сходное число зон. Границы многих поясных зон этих отложений близки друг к другу.

ABSTRACT

The division of the biogeographical belts is based on the acknowledgement of the geographical zonation which is the reason of different stages in the faunal development of the biogeographical belts in time.

Peculiarity of composition and the stages of faunistic development of the biogeographical belts needs to be reflected as belts subdivisions in the biostратigraphy.

Introducing of the belts subdivisions into the system of stratigraphical classification is dictated by the character of stratigraphical classification the value of which is defined by its universality.

The equatorial belts deposits of the geocratic epoch are differing from high-latitude ones of the same age.

In the mild climate epoch the differences of the realms are smoothed.

- Ганелин В.Г. 1973. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Кольмо-Омолонского массива. Автореф. канд. дис. М.
- Дженчуряева А.В. 1974. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Туркестано-Алая. Автореф. канд. дисс. Фрунзе.
- Левен Э.Я. 1967. Стратиграфия и фузулиниды пермских отложений Памира. М., "Наука".
- Миклухо-Маклай А.Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.
- Попов Ю.Н. 1970. Аммоноидеи. - В кн. "Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья". Л., "Недра".
- Руженцев В.Е., Богословская М.Ф. 1971. Намюрский этап в эволюции аммоноидей. Раннекаменноугольные аммоноидеи. М., "Наука".
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И. 1972. Сопоставление с важнейшими разрезами берриаса за пределами Бореального пояса. - В кн. "Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе". Новосибирск, "Наука".
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И. 1974. Валацкинский ярус Бореального пояса. - В кн. "Биостратиграфия бореального мезозоя". Новосибирск, "Наука".
- Соловьева М.Н. 1963. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Шульгина Н.И. 1974. Граница юры и мела в Бореальном поясе на основании изучения аммонитов. Автореф. докт. дис. Новосибирск.
- Юферев О.В. 1969. Карбон Северо-Востока СССР. Автореф. докт. дис. Новосибирск.
- Юферев О.В. 1973. Карбон Сибирского биогеографического пояса. Новосибирск, "Наука".
- Юферев О.В. 1974. Некоторые проблемы стратиграфии отложений геократических эпох. - Геол. и геоф., № 8.
- Amos A.J. 1964. Review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. - Internat. Geol. Congr. Rep. Twenty-Second Session, India, Pt IX. Proc. sect. 9 (Gondwanas). New Delhi.
- Busnardo R., Le Herat G., Mane J. 1965. Le Stratotype du Berriasien. (Colloque Cretace inferier Lyon, 1963). Mem. Bur. Rech. géol. min., 34.
- Campbell K.S.W., Mc Kellar R.G. 1969. Eastern Australian Carboniferous invertebrates: sequences and affinities. Stratigraphy and Palaeontology. Canberra.
- Loczy L. 1964. Stratigraphic and paleogeographic problem of the Gondwanic Paraná Basin, South America. - Internat. Geol. Congr. Rept Twenty-Second Session, India, Pt IX, Proc. sect. 9 (Gondwanas). New Delhi.

А. Ю. РОЗАНОВ

БИОГЕОГРАФИЯ И ЯРУСЫ РАННЕГО КЕМБРИЯ

Если мы допустим, что представленная на схеме (рис. 1) реконструкция положения континентов может приблизительно соответствовать действительности и примем во внимание палеомагнитные данные, мы с неизбежностью должны сделать предположение, что известные в настоящее время крупные бассейны кембрийского осадконакопления

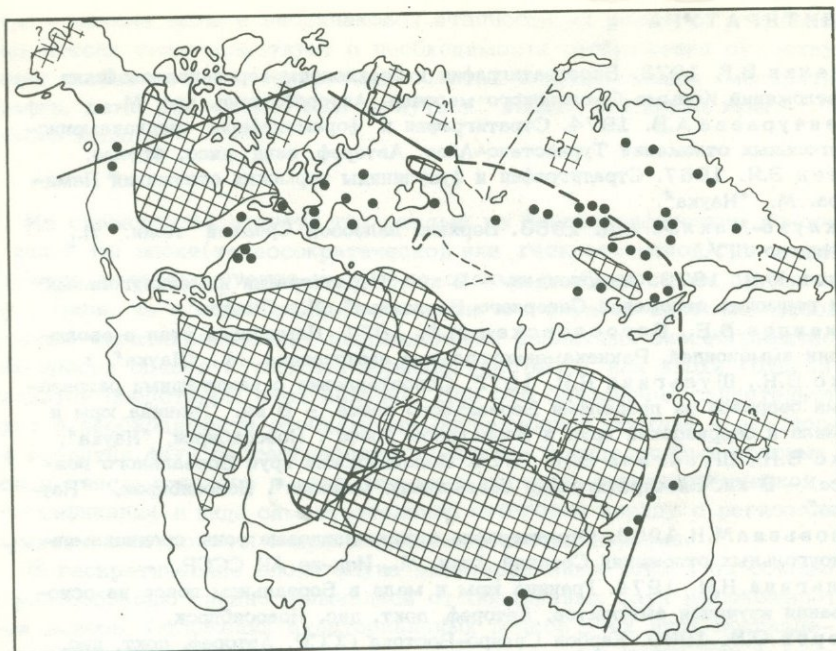


Рис. 1. Распределение археозиятовых биогермов (черные кружки). Заштрихована суша, линиями показано положение экватора (по палеомагнитным данным)

в большинстве своем находились в зоне низких широт ($\pm 30-40^\circ$). Практически только южноамериканские и южноафриканские бассейны будут находиться в полярной или бореальной части. Эту возможность ранее уже предположил Д. Кауи (Cowie, 1971), хотя приводимые им реконструкции положения материков были несколько иными. В зоне низких широт мы наблюдаем развитие биогермных фаций (археоциаты и водоросли), и именно здесь мы наблюдаем красноцветные породы, а иногда и соли.

Обращаясь к современному распространению коралловых рифов, мы увидим несомненную аналогию, и, таким образом, должны предположить климатическую зональность в распределении археоциат (и прежде всего археоциат в биогермных фациях). Более частные детали их распространения и специфики состава сообществ контролируются, естественно, рядом других причин, и прежде всего фациальной спецификой бассейнов.

Учитывая, что в кембрии мы не знаем покровных оледенений и не располагаем данными о существовании ледовых шапок, естественно предположить, что зона распространения рифогенных образований могла быть значительно шире, чем сейчас.

Рассуждая таким образом, не трудно предположить, что стратиграфическая схема тропической зоны раннекембрийских морских бас-

сейнов (а их, напомним, большинство) может базироваться на археоциатах. (Примеры очень детальных и точных шкал тропических зон, основанных на кораллах, достаточно широко известны.)

Рассматривая таксономический состав правильных археоциат на разных территориях, мы легко убеждаемся в том, что все известные где-либо роды встречаются в Сибири. Из 140 несомненно валидных родов правильных археоциат, найденных в Сибири в других регионах (Австралия, Марокко, Северная Америка), встречено пока только по нескольку десятков. Аналогичная картина наблюдается в распределении современных кораллов. Конечно, определенная специфика, выраженная в соотношении разных таксонов в ряде случаев, может быть отмечена. Так, например, большую близость обнаруживают археоциатовые сообщества Австралии, Приморья, Монголии, Алтае-Саянской обл. и Казахстана. Несомненно, близость обнаруживают и сообщества археоциат Северной Америки, Европы, Средней Азии и Алтае-Саянской обл. Несколько особняком стоят сообщества археоциат Сибирской платформы. Более бедный состав южноевропейских, североафриканских и якутских (Сибирская платформа) археоциат объясняется, по-видимому, их положением, близким к бореальной и нотальной зонам. Попытки выделения биогеографических категорий по археоциатам, по-видимому, пока еще далеки от совершенства в силу разнохарактерности изучения этих ископаемых в разных частях света (Zhuravleva, 1972).

Ранее уже были показаны четыре своеобразных этапа в развитии правильных археоциат (Розанов, 1972, 1973), связанных, по-видимому, с программной эволюцией. Эти этапы могут быть положены в основу ярусного расчленения нижнего кембрия. Дальнейший анализ материалов по конкретным местонахождениям разных частей света показал большую близость археоциатовых сообществ и возможность прослеживания их практически во всех известных случаях (Rozanov, Debenne, 1974) (рис. 2). Распределение трилобитов лишь в небольшой степени, по-видимому, подчинено климатической зональности (Cowie, 1971; Kobayashi, 1971, 1972; Repina, 1972; Palmer, 1974, и др.). Во всяком случае это можно отнести к основной массе Redlichiacea и, возможно, ряду других групп. В основном же оно подчинено фаціальным причинам, что особенно хорошо видно на примере специфики Акадо-Балтийского бассейна.

Распределение хиолителъминтов, томмотид и ряда других фосфатных ископаемых показывает несомненную биогеографическую близость в разное время разрезов Сибирской платформы, Монголии, Англии, Австралии (Matthews, Missarzhevsky, 1975). Однако эти группы изучены еще слабо и в настоящее время невозможно получить достаточно полную и ясную картину.

Настоящий уровень наших знаний позволяет рассматривать ярусы раннего кембрия (томмотский, атдабанский, ленский и еланский), выделенные на Сибирской платформе, как ярусы, приемлемые для межконтинентальной корреляции.

	1	2	3		4		5	6	7	8	9	10						
			а	б	а	б						а	б	в	г			
Є ₂																		
ELANKIAN	■	?	■								■		■					■
LENIAN	■	■			■		■			■		■	■			■		■
ATDABANIAN	■	■			■		■	■	■	■	■							
TOMMOTIAN	■	?										■						
PE																		

Рис. 2. Стратиграфическое положение археоциатовых сообществ разных континентов (по Rozanov, Debrenne, 1974)

1 - Сибирская платформа и Алтае-Саянская складчатая область; 2 - Марокко; 3 - Испания, а - Вальдере, б - Лас-Эрмитас; 4 - Франция, а - Черные горы, б - Нормандия; 5 - Сардиния; 6 - Югославия; 7 - ГДР; 8 - Антарктика; 9 - Австралия; 10 - Северная Америка, а - Юкон, б - Ньюфаундленд, в - Великий Бассейн, г - Мексика

Созданные в последние годы зональные схемы по многим группам имеют, как правило, лишь местное значение. Особенно ярко это видно на примере трилобитовых зон раннего кембрия фациальных районов Сибирской платформы и Марокко (Нуре, 1960; Хоментовский, Репина, 1965).

ABSTRACT

If to admit that the reconstruction of the position of continents presented on the scheme may roughly prove valid, and if to consider the paleomagnetic data, we shall have inevitably to suggest that the known at present large basins of Cambrian sedimentation were mainly within the zone $\pm 30^\circ - 40^\circ$ (in latitude).

It is just here that we can observe the development of bioherm facies (archaeocyatheans and algae); here do we find red rocks and sometimes salts.

Turning to the recent distribution of coral reefs, we shall see an undoubted analogy, and, thus, have to assume a climatic zonality in distribution of archaeocyatheans (archaeocyatheans in bioherm facies, first of all). More particular details of their distribution and the specific character of assemblage composition are naturally controlled by a number of other reasons, and the facial peculiarities of the basins, first of all.

Taking into account that no inland glaciations were recorded in the Cambrian, and there are no data available on existence of ice caps, it

would be expedient to believe that the zone of distribution of reefogenous deposits could have been much more extensive than it is at present.

Considering the abovesaid, it is not difficult to assume that the stratigraphic scheme of the tropical zone of the Early Cambrian sea basins (these being in majority) can be based on archaeocyatheans. There are well known examples of very detailed and exact scales of tropical zones based on corals.

The taxonomic composition of true archaeocyatheans in various areas gives us evidences that all the ever known genera have been found in Siberia. Among 140 undoubtedly valid genera of true archaeocyatheans observed in Siberia, only some tens of them have been recognized up till now in Australia, Morocco, North America. The similar picture can be observed in distribution of recent corals. In some cases one can fix a certain specificity pronounced in relationship between different taxons. Thus, for instance, archaeocyathean assemblages of Australia, Primorie, Mongolia and the Altai-Sayany area and Kazakhstan proved similar to a great extent. Considerable similarity is certain to be seen among archaeocyathean assemblages of North Africa, Europe, Middle Asia and the Altai-Sayany area. Somewhat different are archaeocyathean assemblages of the Siberian platform. A poorer composition of South-European and North-African and Yakut (Siberian platform) archaeocyatheans appears to be explained by their position similar to Boreal or Notal zones.

It was previously shown that the four peculiar stages in the development of true archaeocyatheans (Rozanov, 1972, 1973) apparently related to the programme evolution can serve the basis for the stage subdivision of the Early Cambrian. The further analysis of the materials on concrete localities in various parts of the world showed a great similarity of archaeocyathean assemblages and the possibility of tracing them in all known cases (Rozanov, Debrenne, 1974). The distribution of trilobites appears to be subjected to climatic zonality. In any case, this can be attributed to the main mass of Redlichiacea, and, perhaps, some other groups. In the main, this can be explained by facial factors, it being especially well pronounced on the example of the Akaro-Baltic basin.

ЛИТЕРАТУРА

- Журавлева И.Т., Елкина В.Н. 1974. Археоциаты Сибири. Этмофиллоидные археоциаты. М., "Наука".
- Окунева О.Г., Репина Л.Н. 1973. Биостратиграфия и фауна кембрия Приморья. Новосибирск, "Наука".
- Розанов А.Ю. 1972. Развитие археоциат и границы подразделений нижнего кембрия. - Междунар. геол. конгресс. XXIV сессия. Доклады советских геологов. "Палеонтология".
- Розанов А.Ю. 1973. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. - Труды ГИН АН СССР, вып. 241.
- Хоментовский В.В., Репина Л.Н. 1965. Нижний кембрий стратиграфического разреза Сибири. М., "Наука".

- Cowie J. 1971. Lower Cambrian faunal provinces. Faunal provinces in space and time. — Geol. Faunal Special Issue, N 4. Liverpool.
- Hupe P. 1960. Sur le Cambrien inferieur du Maroc. — Internat. Geol. Congr. Rept. 21th Session. Copenhagen, pt. 8.
- Kobayashi T. 1971. The Cambro-Ordovician faunal provinces and the Interprovincial correlation. Cambro-Ordovician formations and faunas of South Korea. Pt X, section E. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo; Sec. II, v. 18, N 1.
- Kobayashi T. 1972. Three faunal provinces in the Early Cambrian period. — Proc. Japan Acad., v. 48, N 4.
- Matthews C., Missarzhevsky V.V. 1975. Small phosphatic fossils of Late Precambrian and Early Cambrian age. — Quart. J. Geol. Soc. London.
- Palmer A.R. 1972. Problems of Cambrian Biogeography. — Rept. XXIV Internat. Geol. Congr. Canada, Sect. 7.
- Palmer A.R. 1974. Search for the Cambrian World. — Amer. Scientist, v. 62, N 2.
- Repina L.N., [Репина Л.Н.] 1972. Biogeography of Early Cambrian of Siberia according to Trilobites. — Proc. Internat. Geol. Congr., XXIII session, 1968, Warszawa, Internat. Paleontol. Union.
- Rozanov A. Yu., Debrenne F. 1974. Age of Archaeocyathid assemblages. — Amer. J. Sci., v. 274.
- Zhuravleva I.T. [Журавлева И.Т.] 1972. Early Cambrian biogeography and geochronology according to the Archaeocyathi. — Amer. J. Sci., v. 269.

В. Е. САВИЦКИЙ, Л. И. ЕГОРОВА, Ю. Я. ШАБАНОВ

ЕЛАНСКИЙ И КУОНАМСКИЙ ФАЦИОСТРАТОТИПЫ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ СРЕДНЕГО КЕМБРИЯ СИБИРИ

В связи с тем, что в типовой области расчленения кембрия (Англия, Скандинавия) среднекембрийские отложения с несогласием залегают на подстилающих образованиях, необходимо учреждение нового стратотипа нижней границы среднего кембрия. При выборе международного стратотипа границы нижнего и среднего кембрия посредством своеобразного конкурса региональных стратотипов необходимо исходить из общепринятых требований, предъявляемых к стратотипам хроностратиграфических подразделений и к стратотипам их границ. На этот конкурс могут выдвигаться лишь богато фаунистически охарактеризованные непрерывные последовательности монофациальных морских отложений.

Важнейший признак непрерывности разреза — наличие между крупными хроностратиграфическими подразделениями переходных слоев с фауной смешанного ("промежуточного") типа. Обособление этих слоев в самостоятельное стратиграфическое подразделение является важнейшим приемом нахождения интервала разреза, где искомая граница будет определяться по подошве или кровле этих слоев в соответствии с критерием договоренности.

Указанным требованиям в Сибири удовлетворяют два различных фациальных типа пограничных ниже-среднекембрийских отложений:

1) карбонатно-рифогенные фаши амгинско-минусинского комплекса отложений (Савицкий, 1971), 2) карбонатно-сланцевые фаши куонамского комплекса отложений¹.

Из многочисленных разрезов в качестве стратотипов нижней границы среднего кембрия Сибири на указанный выше конкурс предлагаются два: на р. Лене (карбонатно-рифогенные отложения) и на р. Некекит (карбонатно-сланцевые отложения). Оба разреза были признаны лучшими и на Всесоюзном коллоквиуме по трилобитам из пограничных слоев нижнего и среднего кембрия в 1972 г. в г. Новосибирске ("Постановления..." 1973). Краткие сведения об этих работах опубликованы (Савицкий и др., 1972, 1974; Shabanov, Egorova, 1973). Один разрез продемонстрировался нами участникам Международной экскурсии на р. Лене в 1973 г. (Кауи, Розанов, 1973).

Описание стратотипов проводится в соответствии с рекомендациями ISSC (Report, 4, 1970, стр. 8).

ЕЛАНСКИЙ ФАЦИОСТРАТОТИП

1. Название еланский происходит от названия свиты (Флерова, 1941, с. 31). Типовая местность — обнажение 38 лектостратотипа еланской свиты (Савицкий и др., 1974, с. 22).

2. История установления. Лектостратотип еланской свиты в качестве типового разреза для определения рассматриваемой границы предлагается впервые. Ранее контакт между нижним и средним кембрием определялся в данном районе на четырех различных уровнях (Покровская, 1954; Суворова, 1964; Shabanov, Egorova, 1973).

3. Основное понятие. Граница в пределах рассматриваемого разреза проводится в основании зоны *Anabaraspis splendens* — по появлению первых многочисленных представителей семейства *Paradoxidae* — видов рода *Anabaraspis*, непосредственных предков рода *Paradoxides*.

4. Стратотип.

Предназначение. Стратотип нижней границы среднего кембрия.

Географическое описание. Обнажение представляет собой скальный обрыв высотой 104 м, расположенный на левом берегу р. Лены, в 2,5 км выше пос. Еланское. Стратотип границы находится в 78 м от основания обнажения.

Геологическое описание. Еланская свита видимой мощностью 4,6 м слагает верхнюю часть обнажения, сложена преи-

¹В палеогеографическом смысле положение площадей распространения карбонатно-рифогенных и карбонатно-сланцевых отложений на Сибирской платформе, по-видимому, близко к таковым "карбонатного пояса" и "внешнего детритового пояса" А. Пальмера (Palmer, 1972).

мущественно белыми и светло-серыми органогенными и обломочными известняками. Граница проходит внутри свиты, в 20 м от ее основания. Ниже границы по трилобитам в свите выделяется биостратиграфическая зона *Lermontovia grandis* (верхняя часть мощностью 20 м), выше границы устанавливаются две зоны: *Anabarpis splendens* (мощностью 6,3 м) и *Schistocephalus antiquus* (видимой мощностью 20 м). Для зоны *grandis* характерны *Paramicrassa petropavlovskii* Suv., *Neopagetina schishkini* Jegor. и другие, а также археоциаты; для зоны *splendens* — *Olenoides aptus* Suv., *Ogygopsis batis* (Walc.), *Dolichometopis perfidelis* Jegor., *Chilometopus consuetus* Suv. и др.; для зоны *antiquus* — *Paradoxides rozanovi* Jegor., *Peronopsis fallax* (Linsr.), *Chondranotocare eminens* N. Tchern. и др.

Описание границы. Вещественный состав пограничных слоев зон *grandis* и *splendens* представлен макроскопически сходными известняками.

Окружающие формации. Еланская свита согласно подстилается доломитами титаринской и перекрывается доломитовыми мергелями кычикской свит (Егорова и др., 1975).

5. Распространение. В пределах данного типа фаций.

6. Корреляция. См. характеристику куонамского faciостратотипа.

КУОНАМСКИЙ ФАЦИОСТРАТОТИП

1. Название "куонамский" происходит от названия свиты (Демокидов, 1958, с. 9). Типовая местность — обнажение 13 куонамской свиты на правом берегу р. Некекит (левый приток р. Оленек), в 5,5 км выше устья (Савицкий и др., 1972, с. 15).

2. История установления. В качестве типовой для определения рассматриваемой границы куонамская свита предлагается впервые. Ранее контакт между нижним и средним кембрием определялся в данном районе на двух различных уровнях (Савицкий, 1959, 1971).

3. Основное понятие. См. Савицкий и др. (1972, с. 47).

4. Стратотип.

Предназначение. Стратотип нижней границы среднего кембрия.

Обнажение представляет собой обрывистый береговой склон высотой около 32 м. Стратотип границы находится в 21 м от его основания.

Геологическое описание. Куонамская свита видимой мощностью 24,4 м слагает верхнюю (большую) часть обнажения и представлена чередующимися темно-коричневато-серыми известняками, горючими сланцами и зеленовато-серыми мергелями и глинистыми известняками. Граница проходит внутри свиты, в 13,5 м от ее основания. Ниже границы по трилобитам в свите выделяются две био-

стратиграфические зоны (снизу): *Bergeroniellus expansus* (мощностью 3,5 м), *Lermontovia dzevanovskii*-*Paramicmassa petropavlovskii* (мощностью 9,9 м), выше границы устанавливаются зоны *Anabaraspis* (мощностью 1,8 м) и *Oryctocara* (мощностью 5,8 м).

Для зоны *expansus* характерны *Pagetiellus ultimus* Laz., *Neopagetina rjonsnitzkii* (Lerm.) и другие, для зоны *dzevanovskii*-*petropavlovskii* характерны *Neopagetina venusta* Laz., *N.orbiculata* Laz. и др.

Зона *Anabaraspis*, представляющая собой переходные слои между нижним и средним кембрием, характеризуется отсутствием как нижнекембрийской руководящей фауны, так и среднекембрийской. Здесь появляются виды рода *Anabaraspis*, *Pagetia horrida* Lerm., *Alokistocare eucharis* Resser и др. В основании зоны *Oryctocara* выделяются слои с *Cheiruroides arcticus* N. Tchern., а в ее верхней трети — слои с *Paradoxides pinus* (Holm). Кроме того, для зоны характерны *Oryctocara ovata* T. Tchern., *O. granulata* N. Tchern., *Peronopsis* aff. *inarmata* Hutch., *Condylopyge* sp. и др.

Описание границы. Вещественный состав пограничных слоев зон *dzevanovskii*-*petropavlovskii*-*Anabaraspis* не различается. Граница проводится внутри пачки тонкочередующихся зеленовато-серых мергелей и коричневатых-серых аргиллитов общей мощностью 0,6-0,80 м.

Окружающие формации. Куонамская свита согласно подстилается зеленовато-серыми известняками еркекетской свиты и перекрывается пестроцветными известняками юнкюлябит-юряхской свиты (Савицкий и др., 1972).

5. Распространение. В пределах данного типа фаций.

6. Корреляция. Одновозрастность слоев с *Paradoxides pinus* куонамской свиты р. Некекит и зоны *pinus* Швеции (Westergard, 1936) не вызывает сомнения. Данных о точном соответствии по возрасту нижних слоев зон *Oryctocara* и *insularis* указанных районов в настоящее время нет. Мы полагаем, что зона *Anabaraspis* располагается непосредственно ниже зоны *insularis* и является древнейшим хроностратиграфическим подразделением среднего кембрия.

АБСТРАКТ

In connection with the fact that in the type locality of the Cambrian (England, Scandinavia) the Middle Cambrian deposits unconformably rest on the underlying formation, the establishment of a new stratotype of the lower boundary of the Middle Cambrian is necessary. When choosing for the world Lower-Middle Cambrian boundary stratotype by some kind of a competition of regional stratotypes it is necessary to proceed from the general requirements for the stratotypes of chronostratigraphic subdivisions and for their boundary stratotypes. Only abundantly fossiliferous continuous sequences of monofacies marine deposits can be put forward for such competition.

The presence of transitional layers with the fauna of a mixed ("intermediate") type is the most important evidence of the section continuity. The isolation of these layers into independent stratigraphic subdivisions is the major way the section interval to be found where boundary sought for will be determined by these layers for their base and for their top in accordance with the arrangement criteria.

In Siberia two different facies types of the Lower-Middle Cambrian boundary deposits meet the requirements stated: 1) carbonaceous-reefogenic facies of the Amginsk-Minusinsk complex of deposits (Savitsky, 1971), 2) carbonaceous-shaly facies of Kuonamka complex of deposits¹.

From the numerous sections two of them are suggested for the competition mentioned as stratotypes of the lower boundary of the Middle Cambrian in Siberia: at the Lena River (carbonaceous-reefogenic deposits) and at the Nekekit River (carbonaceous-shaly deposits). Both sections have been also recognized to be the best at the All-Union colloquium on trilobites from the Lower-Middle Cambrian boundary layers held in Novosibirsk in 1972 ("Postanovleniya", 1973). Brief information on these works is published (Savitsky and oth., 1972, 1974; Shabanov, Egorova, 1973), and one of them was demonstrated to the participants of the International excursion at the Lena River in 1973 (Cowie, Rozanov, 1974).

Stratotype description is made in accordance with the Recommendations of ISSC (Report 4, 1970, p. 8).

Elanskii faciostratotype

1. The name "Elanskii" is derived from the name of formation (Fleurova, 1941, page 31). Type locality-outcrop 38 of the Elanka Formation lectostratotype (Savitsky and oth., 1974, p. 22).

2. History of identification. Elanka Formation lectostratotype as a type section for the recognition of the boundary on question is suggested for the first time. Earlier the contact between the Lower and Middle Cambrian was recognized in the given region at four different levels (Pokrovskaya, 1954; Suvorova, 1964; Shabanov, Egorova, 1973).

3. General concept. Within the section considered the boundary is drawn at the base of *Anabaraspis splendens* zone - for the appearance of the first numerous representatives of the Paradoxididae family, genus *Anabaraspis*.

4. Stratotype.

a) Designation. The Middle Cambrian Lower boundary stratotype.

b) Geographic description. The outcrop is a rock bluff of 104 m high on the left bank of the Lena River, in 2,5 km upstream the Elanskoe village. The boundary stratotype is in 78 m from the outcrop base.

c) Geologic description. Elanka Formation of apparent thickness 46 meters forms the upper part of the outcrop and is mainly composed of the

¹In the paleogeographic sense the location of extent areas of the carbonaceous-reefogenic and carbonaceous-shaly deposits on the Siberian platform seems to be close to those of "carbonate belt" and "outer detrital belt" (Palmer, 1972).

white and light grey organogenous and detrital limestones. The boundary lies within the formation in 20 m from its base. Below the boundary the assemblage-zone *Lermontovia grandis* (the upper part is 20 m in thickness) is distinguished on the basis of trilobites in formation, above the boundary two zones are distinguished: *Anabaraspis splendens* (6,3 m in thickness) and *Schistocephalus antiquus* (apparent thickness 20 m). Grandis zone is characterized by *Paramicmacca petropavlovskii* Suv., *Neopagetina schishkini* Jegor., and others and also *archaeocyatha*; splendens zone is characterized by *Olenoides aptus* Suv., *Ogygopsis batis* (Walc.), *Dolichometopus perfidelis* Jegor., *Chilometopus consuetus* Suv. and others; antiquus zone - by *Paradoxides rozanovi* Jegor., *Peronopsis fallax* (Linsr.), *Chondranomocare eminens* N. Tchern. and oth.

d) Description of boundary. Matter composition of grandis and splendens zone boundary layers is represented by macroscopicall similar limestones.

e) Environmental formations. Elanka Formation is conformably underlain by the dolomites of Tit-Ary Formation and overlain by dolomitic marl of Kychik Formation (Egorova and oth., 1975).

5. Extent. Within the given facies type.

6. Correlation. See the characteristics of Kuonamskii faciostratotype.

Kuonamskii faciostratotype

1. The name "Kuonamskii" is derived from the formation name (Demokidov, 1958, p. 9). Type locality - outcrop 13 of Kuonamka Formation at the right bank of the Nekekit River (the left tributary of the Olenek River) in 5,5 km up-stream from the mouth (Savitsky and oth., 1972).

2. History of identification. The Kuonamka Formation as a type section for the recognition of the boundary in question is suggested for the first time. Earlier the contact between the Lower and Middle Cambrian was recognized in the given region at two different levels (Savitsky, 1959; 1971).

3. General concept. See Savitsky and oth., 1972, p. 47.

4. Stratotype.

a) Designation. The Middle Cambrian Lower boundary stratotype.

b) The outcrop is a bluffy slope, about 32 m high. The boundary-stratotype is in 21 m from its base.

c) Geologic description. Kuonamka Formation with 24,4 m of apparent thickness, forms the upper (larger) part of the outcrop and is represented by alternating dark brownish-grey limestones, pyroshales and greenish-grey marls and clay limestones. The boundary lies within the formation in 13,5 m from its base. Below the boundary two assemblage-zones (from the bottom) are distinguished on the basis of trilobites in the formation: *Bergeroniellus expansus* (thickness 3,5 m), *Lermontovia dzevanovskii* - *Paramicmacca petropavlovskii* (thickness 9,9 m); *Anabaraspis* (thickness 1,8 m) and *Orycrocara* (thickness 5,8 m) zones are distinguished above the boundary. Expansion zone is characterized by *Pagetiellus ultimus* Laz., *Neopagetina rjonshitzkii* (Lerm.) and oths.; *dzevanovskii* - *petropavlovskii* - by *Neopagetina venusta* Laz., *N. orbiculata* Laz. and oth.

Anabaraspis zone representing the transitional layers between the Lower and Middle Cambrian, is characterized by the lack of the Lower Cambrian index fauna and of the Middle Cambrian fauna as well. Here there appear the species of the genus *Anabaraspis*, *Pagetia horrida* Lerm., *Alokistocare eucharis* Resser and oth. In the base of *Oryctocara* zone the layers with *Cheiruroides arcticus* N. Tchern. are distinguished and the layers with *Paradoxides pinus* (Holm) – in its upper third. Besides this zone is characterized by *Oryctocara ovata* N. Tchern., *O. granulata* N. Tchern., *Peronopsis aff. inarmata* Hutch., *Condylopyge* sp. and oth.

d) Description of boundary. The matter composition of dzevanovskii- petropavlovskii – *Anabaraspis* zone boundary layers is not distinguished. The boundary is drawn within the member of thin alternating greenish-grey marls and brownish-grey siltstones with total thickness 0,6–0,80 m.

e) Environmental formations. Kuonamka Formation is conformably underlain by the greenish-grey limestones of Erkeket Formation and overlain by the mottled clay limestones of Junkulyabit–Juryah Formation (Savitsky and oth., 1972).

5. Extent. Within the given facies type.

6. Correlation. There is no doubt that the layers with *Paradoxides pinus* of the Kuonamka Formation at the Nekekit River and pinus zone in Sweden (Westergard, 1936) are of the same age. Data on the exact age correspondence of the *Oryctocara* and *insularis* zone lower layers in the given regions are not available now. We think that *Anabaraspis* zone lies immediately below *insularis* zone and is the oldest Middle Cambrian chronostratigraphic subdivision.

ЛИТЕРАТУРА

- Демокидов К.К. 1958. О стратиграфическом расчленении кембрийских отложений севера Сибирской платформы. – Труды НИИГА, т. 67.
- Егорова Л.И. и др. 1975. Еланский и куонамский фациостратотипы нижней границы среднего кембрия Сибири. – Труды СНИИГТИМС, вып. 211.
- Кауи Д.В., Розанов А.Ю. 1973. Отчет Международной рабочей группы о Симпозиуме по проблеме границы кембрия и докембрия. – Изв. АН СССР, № 12.
- Покровская Н.В. 1954. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. – Вопр. геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Постановления МСК и его постоянных комиссий, вып. 14, 1973. Л.
- Савицкий В.Е. 1959. Корреляция разрезов и схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений Алданской антеклизы. – Труды НИИГА, т. 101.
- Савицкий В.Е. 1971. Стратиграфия и фашии нижнего и среднего кембрия Сибирской платформы. Автореф. докт. дис.
- Савицкий В.Е. и др. 1972. Кембрий Сибирской платформы (Юдомо-Оленекский тип разреза). – Труды СНИИГТИМС, вып. 130.
- Савицкий В.Е. и др. 1974. Пробел в хроностратиграфической шкале среднего кембрия. – Труды СНИИГТИМС, вып. 173.
- Суворова Н.П. 1964. Трилобиты коринексоиды и их историческое развитие. – Труды ПИН АН СССР, т. 103.

- Флерова О.В. 1941. Нефтеносность кембрийских отложений Лено-Алданского бассейна. М.-Л., Гостоптехиздат.
- Shabanov Ju. Ja., Egorova L.I. [Шабанов Ю.Я., Егорова Л.И.]. 1973. Lower and Middle Cambrian boundary deposits in the region of the village Elanskoe. - В кн. "Путеводитель экскурсии по рекам Алдану и Лене". Москва - Якутск.
- Palmer A.R. 1972. Problems in Cambrian biogeography. - Rept. XXIV Internat. Geol. Congr. - Canada, sect. 7, p. 310-315.
- Westergaard A.H. 1936. Paradoxides oelandicus beds of Öland. - Sver. Geol. undersokn, ser. C, N 394.

Л. Н. РЕПИНА

ДРЕВНЕЙШИЕ ТРИЛОБИТЫ СИБИРИ

Древнейшие трилобиты, известные в настоящее время, принадлежат к подсемейству *Fallotaspinae* семейства *Olenellidae*. Они были открыты П.Юпе в нижнекембрийских отложениях Марокко (горы Антиатлас) и выделены в самостоятельное подсемейство (Нурé, 1952). В настоящее время фаллотаспины найдены во многих регионах земного шара и приобретают все большее значение для решения ряда актуальных вопросов биостратиграфии кембрия.

Значительно увеличилось количество их местонахождений и в разрезах Сибири, что позволяет уточнить диапазоны их стратиграфического распространения. В Сибири трилобиты этого подсемейства найдены автором в 1961 г. в разрезах нижнего кембрия среднего течения р. Лены и представлены двумя родами: *Profallotaspis* Rep. и *Fallotaspis* Нурé. Полоса выходов пород, охарактеризованных ими, тянется по берегам р. Лены примерно от пос. Малыкан до р. Согуру-Саала и далее на восток скрывается под урез воды (рис. 1). На этом участке протяженностью примерно в 80 км происходят заметные фациальные изменения, наблюдать которые возможно благодаря прослеживанию литологических пачек и ряда маркирующих пластов, а также определенных комплексов окаменелостей (Хоментовский, Репина, 1965). Здесь самые нижние в настоящее время находки трилобитов приурочены к пачке волнисто-слоистых доломитистых, более или менее глинистых известняков (пачка IV, рис. 1) и принадлежат к роду *Profallotaspis* Rep. Эта пачка на рассматриваемом участке претерпевает существенные литологические изменения. В западных разрезах (1043-1022, рис. 1) она окрашена в светло-коричневые и желтоватые тона; по мере движения на восток в ней появляются красноцветные прослои, количество которых постепенно увеличивается, уже в разрезе против р. Негюрчуне (1033, рис. 1) эта пачка (IV) имеет красноцветную окраску. Отмечается и увеличение в ее составе глинистого материала. В большинстве разрезов ниже основания пачки прослеживаются маркирующие пласты А и Б, подкрепляющие надежность проведенной корреляции.

Трилобиты найдены практически с основания пачки IV, встречаются на разных уровнях по всей толще и принадлежат в основном к виду *Profallotaspis jakutensis* Rep. Этот же вид известен и в вышележащей пачке V "звонких" плитчатых доломитов, где был найден ранее (см. Хоментовский, Репина, 1965), и в ряде местонахождений сопровождается видом *Profallotaspis privica* Rep. и первыми представителями рода *Fallotaspis* Huré. Пачка "звонких" плитчатых доломитов хорошо прослеживается в разрезах. Количество пестроокрашенных прослоев в ее составе также возрастает с запада на восток.

В западных (для рассматриваемого участка) разрезах выше залегают плитчатые и массивные, часто оолитовые доломиты без фауны. Среди них появляются пачки волнисто-слоистых известняков, количество которых быстро увеличивается на восток и уже против р. Негюрчуне (1033, рис. 1) доломиты замещаются мощной (до 80 м) пачкой (VI) волнисто-слоистых известняков. В основании этой пачки имеется маркирующий пласт В грязно-желтых массивных известняковистых доломитов, содержащий вид *Fallotaspis explicata* Rep. В вышележащих 25 м пачки VI на разных уровнях найдены трилобиты вида *Fallotaspis sibirica* Rep., сопровождающиеся в разрезах 1030 и 1031 видом *Bigotina (Bigotinella) malykanica* Suv. Выше слоев, охарактеризованных родом *Fallotaspis* Huré, выделяется маркирующий пласт к-л белых массивных известняков (Хоментовский, Репина, 1965). Как этот пласт, так и вышележащие отложения содержат трилобитов зоны *Pagetiellus anabarus*, которая прослеживается далее на восток примерно до р. Аччагый-Тарьнг.

Следует отметить, что первоначально находки родов *Profallotaspis* Rep. и *Fallotaspis* Huré были довольно редки и отложения, охарактеризованные ими, выделялись автором в зону *Profallotaspis* (Хоментовский, Репина, 1965). Последующие работы показали широкое развитие рода *Profallotaspis* Rep. не только в основании пачки V, но и ниже, в пачке волнисто-слоистых известняков (IV). Был так же уточнен интервал отложений, охарактеризованных родом *Fallotaspis* Huré. Стало очевидно, что оба рода имеют четкие и разобшенные диапазоны распространения (см. рис. 1) и характеризуют две самостоятельные биостратиграфические зоны. Для нижней из них предлагается название *Profallotaspis jakutensis* (по характерному виду). В разрезах среднего течения р. Лены она охватывает две пачки (IV и V) от кровли маркирующего пласта Б до подошвы пласта В (см. рис. 1).

Верхняя зона, которая по характерному роду названа зоной *Fallotaspis*, начинается от основания пачки VI, от подошвы маркирующего пласта В, содержащего довольно многочисленных представителей вида *Fallotaspis explicata* Rep. (единичные экземпляры рода *Fallotaspis* встречаются и ниже). Зона охватывает примерно 25 м пачки VI, до подошвы маркирующего пласта к-л с трилобитами зоны *Pagetiellus anabarus*.

Стратотипы выделенных зон предлагаются в едином разрезе, по правому берегу р. Лены, против р. Негюрчуне, (1033, см. рис. 1), где хорошо вскрыты и охарактеризованы обе зоны, а также вышележащая зона *Pagetiellus anabarus*. Поскольку в этом разрезе зона *Profallotaspis jakutensis* представлена нехарактерными для нее красноцветными породами, выделяется ее парастратотип в разрезе по правому берегу р. Лены, в 2 км ниже р. Бадьянгая (15, см. рис. 1). Здесь зона наиболее полно охарактеризована трилобитами.

Заканчивая характеристику зон с древнейшими трилобитами в бассейне среднего течения р. Лены, следует отметить, что имеющиеся в литературе высказывания об одновозрастности и фациальном замещении прежней зоны *Profallotaspis* и *Pagetiellus anabarus* (Журавлева и др., 1968; Журавлева и др., 1969) не имеют никаких оснований. Как было показано выше, а также ранее (Хоментовский, Репина, 1965), оба биостратиграфических подразделения охарактеризованы различными комплексами трилобитов и последовательно сменяют друг друга в разрезах. Вопрос о соотношении зон *Profallotaspis jakutensis* и *Fallotaspis* с кенядинским и атдабанским горизонтами, установленными по археоциатам, требует специального рассмотрения.

Выделенные в бассейне среднего течения р. Лены зоны с древнейшими трилобитами имеют широкое распространение в различных районах Сибирской платформы. Так, в Учуро-Майском районе имеется ряд разрезов (реки Сэлиндэ, Дьаанда, Малый Аим), где четко прослеживается та же смена комплексов трилобитов и могут быть обособлены зоны *Profallotaspis jakutensis*, *Fallotaspis*, а также перекрывающая их зона *Pagetiellus anabarus*. Все три зоны в той же последовательности намечаются и в разрезах северо-западного склона Анабарского поднятия (р. Фомич). В нижнекембрийских отложениях хребта Туора-Сис (Хараулах) в зоне *Majathesa tumefacta* найдены трилобиты вида *Fallotaspis explicata* Rep., выше которых выделяется зона *Nevadella* с комплексом трилобитов, чрезвычайно близким с комплексом зоны *Pagetiellus anabarus*. Зона *Profallotaspis jakutensis* прослеживаются в разрезах северо-восточного склона Оленекского поднятия (р. Хорбусунка). Известны также находки трилобитов плохой сохранности на этом уровне (реки Сухариха и Алдан), требующие дополнительных сборов и обработки.

В Советском Союзе за пределами Сибирской платформы имеется несколько местонахождений других, очевидно, более поздних представителей подсемейства *Fallotaspinae*. В Батеневском кряже Кузнецкого Алатау (Богградский район) в камешковском горизонте найден род *Fallotaspidella* Rep.¹ (Репина, 1960). В Восточном Саяне

¹ Указание А.Ю. Розанова (1966) на присутствие в этом районе рода *Fallotaspis* Huré, а также все сделанные из этого выводы ошибочны.

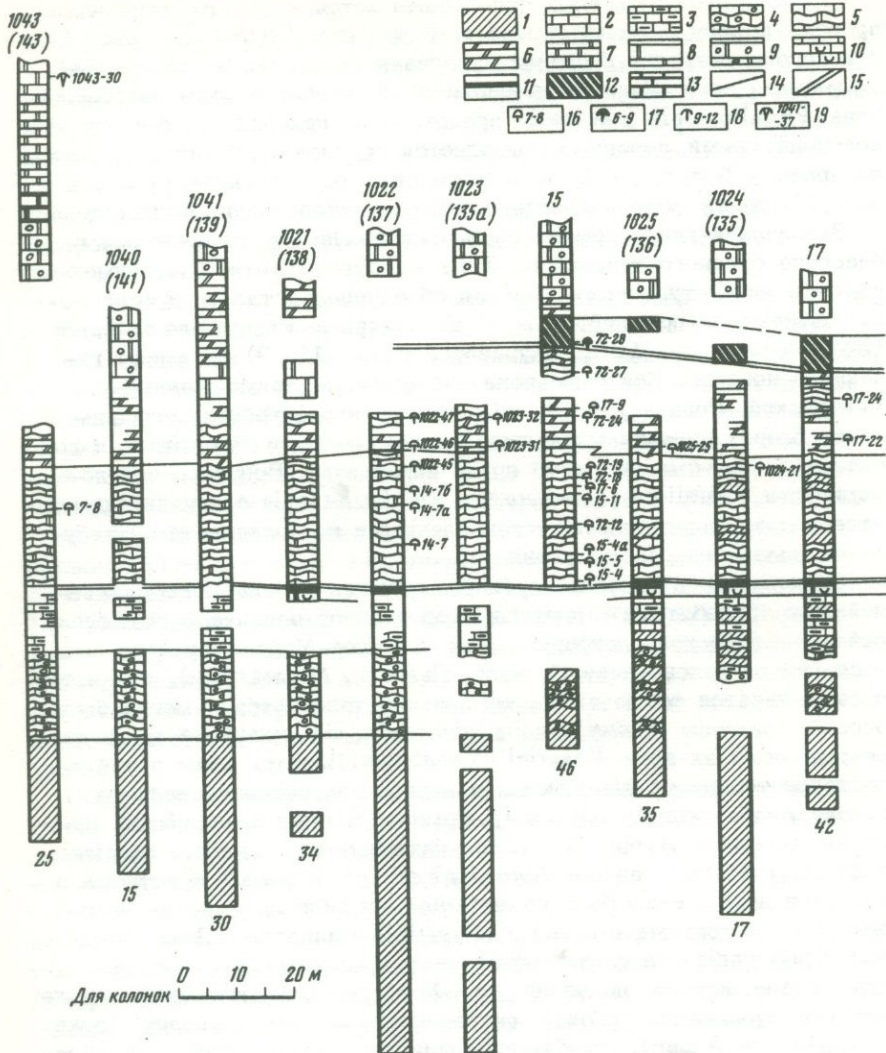
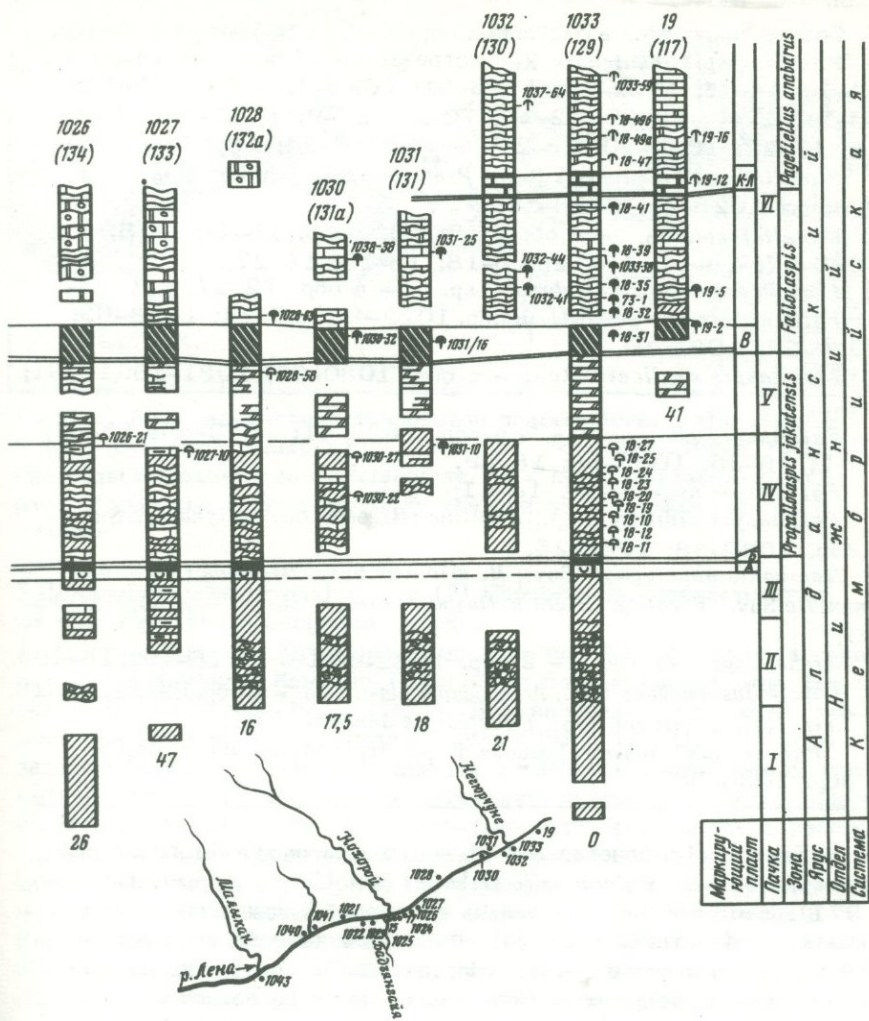


Рис. 1. Корреляция основных разрезов, вскрывающихся в бассейне среднего течения р. Лены, — от пос. Малыкан до р. Согуру-Саала

1 — красноцветные, бурые и редко зеленовато-серые, глинистые известняки и доломиты пестроцветной свиты; 2 — известняки; 3 — сильноглинистые известняки; 4 — четковидные, пятнистые известняки; 5 — волнисто-слоистые известняки с прослойками доломитов; 6 — "звонкие" плитчатые доломиты; 7 — доломиты тонко- и среднеплитчатые; 8 — массивные доломиты; 9 — оолитовые доломиты; 10–13 — маркирующие пласты: 10 — массивных глинистых бурых известняков с раковистыми изломам (А); 11 — серых во-



дорослевых известняков (Б); 12 – массивных грязно-желтых известковистых доломитов (В); 13 – белых массивных известняков (к-л); 14, 15 – линии корреляции: 14 – литологических пачек и пластов; 15 – биостратиграфических зон; 16–19 – местонахождения и номера грилобитов зон: 16 – *Profallotaspis jakutensis*; 17 – *Fallotaspis*; 18 – *Pagetiellus anabarus*; 19 – *Elganellus*. Цифры над колонками обозначают номер разреза, в скобках даны номера, принятые в книге В.В. Хоментовского и Л.Н. Репиной (1965); Мощности отдельных пачек приводятся с уточнениями, сделанными при исследованиях автора в 1966–1973 гг. Цифры под колонками показывают высоту закрытой части разреза от уреза воды.

Окончание подписи рис. 1

Состав трилобитов в отдельных образцах, указанных на колонках:

Profallotaspis jakutensis Rep. встречается в образцах: 14-7; 14-7a; 14-7б; 1022-45; 1023-31; 1023-32; 15-4; 72-12; 15-11; 17-6; 72-18; 72-19; 72-24; 17-9; 1025-25; 1024-21; 17-22; 1027-10; 18-20; 18-23; 18-24; 18-25.

Profallotaspis jakutensis Rep., *Profallotaspis privica* Rep. - в образцах 1026-21; 1028-58.

Profallotaspis sp. - в обр. 7-8; 1022-46; 15-4a; 15-5; 1030-27; 18-11; 18-12; 18-18; 18-19; 18-27.

Profallotaspis sp., *Fallotaspis* sp. - в обр. 72-27.

Fallotaspispinae gen.ind. - в обр. 1022-47; 17-24; 1028-63; 1030-22; 1031-10.

Fallotaspis explicata Rep. - в обр. 1030-32; 1031-16; 18-31; 19-2.

Fallotaspis sibirica Rep. - в обр. 1032-41; 1032-44; 18-32; 73-1; 18-35; 1033-38; 18-39.

Fallotaspis sp. - в обр. 18-41; 19-5.

Fallotaspis sibirica Rep., *Bigotina* (*Bigotinella*) *malykanica* Suv. - в обр. 1030-38; 1031-25.

Malykania noctuensis Suv., *M. gribovae* Suv., *Bigotina* (*Bigotina*) *angulata* Suv., *Bigotina* (*Bigotinella*) *malykanica* Suv. - в обр. 1043-30.

Archaeaspis hupei Rep. - в обр. 1032-64; 18-47; 18-49a; 18-49б.

Pagetiellus anabarus Laz., *Archaeaspis hupei* Rep. - в обр. 19-12, 19-16.

Triangulina parvula Rep., *Pagetiellus anabarus* Laz.,

"*Paedeumias*" *subgroenlandicus* Rep., *Archaeaspis hupei* Rep. - в обр. 1033-59.

по р. Балоте (Боксонский район) в отложениях хужиртайской свиты встречен род *Poletaevella* Dalm. et Rep. (Далматов, Репина, 1971). Этот же род известен из отложений ольдындинской свиты Забайкалья (верховья р. Виллюй). Фаллотаспины найдены также в районе Торгашинского хребта (Восточный Саян). Других находок фаллотаспи на территории Советского Союза не известно.

В разрезах разных континентов число местонахождений трилобитов подсемейства *Fallotaspinae* невелико, хотя существенно увеличилось за последние годы (рис. 2). В Марокко (горы Антиатлас), где представители этого подсемейства были найдены впервые, встречено шесть видов рода *Fallotaspis* Нурé, которые характерны для четырех нижних зон разреза кембрия. В двух верхних зонах они сопровождаются трилобитами других семейств, известных и в разрезах Сибири, но в более поздних (чем рассматриваемые) отложениях. Не имея возможности остановиться в настоящей статье на анализе их распространения, отметим, что род *Fallotaspis* Нурé в разрезах Антиатласа имеет более широкий диапазон стратиграфического распространения и только, по-видимому, две нижние зоны:

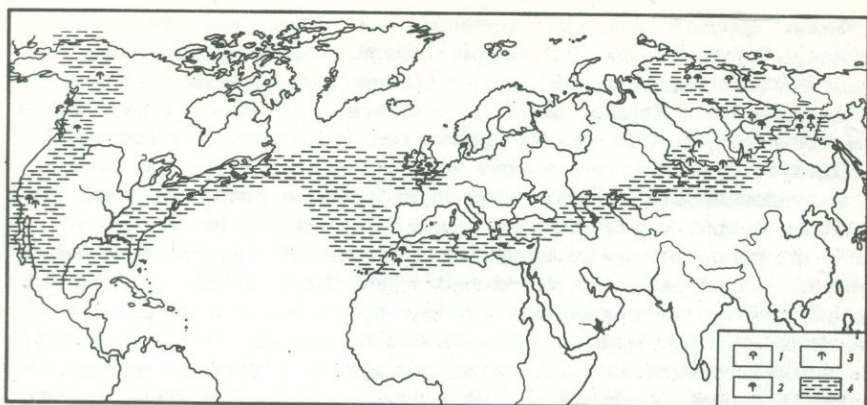


Рис. 2. Местонахождения трилобитов подсемейства Fallotaspiinae
 1 – род *Profallotaspis* Rep.; 2 – род *Fallotaspis* Huré; 3 – другие роды подсемейства Fallotaspiinae; 4 – предполагаемые районы распространения и пути миграции трилобитов подсемейства Fallotaspiinae

*Fallotaspis tazemmourtensis*¹ и (?) *Choubertella*, соответствуют по возрасту зоне *Fallotaspis* Сибири.

В юго-восточной Калифорнии род *Fallotaspis* Huré найден в средней части формации Кэмпито (Campito) в сопровождении рода *Daguiaspis* Huré (Nelson, Huré, 1964). В Канадских Кордильерах имеются три местонахождения фаллотаспид (Fritz, 1972). В северо-западной Канаде, в районе Маккензи, в типичном разрезе формации Секвай (Sekwi); в 6 футах от ее основания, найден род *Parafallotaspis* Fritz. В 120 милях на северо-запад этот род вместе с родом *Fallotaspis* Huré встречен в основании формации Секвай. В Британской Колумбии, в северной части района Карибо, в основании известняковой пачки формации Марел (Mural) найден *Fallotaspis* ? Huré. Отложения с этими трилобитами были выделены В. Фрицем (Fritz, 1972) в зону *Fallotaspis*, которая в основном одновозрастна зоне *Fallotaspis* Сибири. Эта корреляция подкрепляется наличием очень близких комплексов трилобитов выше зоны *Fallotaspis* в обоих регионах: комплекса зоны *Nevadella* Калифорнии и Канадских Кордильер и комплекса зоны *Pagetiellus anabarus* и одновозрастной ей зоны *Nevadella* (Репина и др., 1974) Сибири. Аналогии зоны *Fallotaspis* намечаются и в Англии, в разрезе Шропшира, где самые нижние трилобиты найдены в песчаниках Комлей (Comley). Автор присоединяется к мнению П. Юпе (Huré, 1952, с. 127), что образец, изображенный Ф. Роу из песчаников Комлей (Raw, 1936, табл. 20, фиг. 3а, б), принадлежит к роду *Fallotaspis* Huré.

¹Привязка рода *Pararedlichia* Huré к этой зоне ставится П. Юпе под сомнение (Huré, 1952, с. 80).

Таким образом, в разных регионах земного шара могут быть выделены аналоги зоны *Fallotaspis* Сибири. Возрастные аналоги более древней зоны – *Profallotaspis jakutensis* – в настоящее время за пределами Сибири не найдены, и эта зона является на современном этапе наших знаний древнейшей трилобитовой зоной мира.

Следует отметить, что поиски этой группы трилобитов в силу их малочисленности требуют особого внимания и упорства. Нет сомнения в том, что их остатки будут найдены во многих разрезах земного шара и, по-видимому, значительно ниже уровня, на котором они встречены в настоящее время. Но уже сейчас очевидно, что эта группа трилобитов имеет и будет иметь в дальнейшем огромное значение для правильного понимания биостратиграфии нижних горизонтов кембрия, их корреляции и решения вопроса о нижней границе системы. Не менее важна их роль для выяснения времени появления всего класса трилобитов и развития его на первых этапах своего существования.

ABSTRACT

The oldest trilobites known so far belong to the subfamily *Fallotaspinae* of the family *Olenellidae*. In Siberia they were found by the author in 1961 in the Cambrian deposits of the middle course of the Lena river in a transitional type of section. Two genera – *Profallotaspis* Rep. and *Fallotaspis* Hupé – occur here. The deposits containing them were singled out as the *Profallotaspis* Zone.

The subsequent studies showed both genera to have different range of stratigraphic occurrence, to replace each other in the sections and to be wide-spread in Siberia. They characterize two separate zones: *Profallotaspis jakutensis* (lower) and *Fallotaspis*. In the mid-channel basin of the Lena the deposits of both zones outcrop in the area from the village of Malykan to the Soguru-Saala river. The correlation of the sections has been reliably founded by tracing a number of lithologic members and marking strata.

The lower *Profallotaspis jakutensis* Zone covers two members: a member of wavy laminated limestones and that of platy dolomites. In the western sections of the area under discussion the rocks of both members are of brown-grey and yellowish colour and overlay the *Pestrotsvetnaja Svite*. Red intercalations occur in them as they stretch further east and opposite the *Negyurchune* river the zone is mostly of redcolored rocks. The zone's trilobites belong to the two species of the genus *Profallotaspis* Rep.

The *Fallotaspis* Zone is well defined in the eastern part of the area in question (from the village of *Krestyakh* to the *Soguru-Saala* river) where it covers nearly a 25 m in the member of wavy-laminated, brown-gray limestones and dolomites. To the West this member is replaced by dolomites and contains no trilobites. Besides the two species of its typical genus the *Fallotaspis* Zone may contain the species *Bigotina* (*Bigotinella*) *malykanica* Suv.

The stratotypes of both zones are suggested in one section along the right bank of the Lena opposite the Negyurchune river. The zones are also well traceable in some other area of the Siberian platform (Uchuro-Maisk; the north-west slope of the Anabarsk uplift the Olenyek uplift; Kharaulakhe). Beyond the limits of the Siberian platform (the Batenevsk ridge, the East Sayan; the Transbaikal region) there occur Fallotaspinae of other, seemingly younger, genera: *Fallotaspidella* Rep., *Poletaevella* Dalm. et Rep.

Recognition of the zones with the oldest trilobites is of great significance for intercontinental correlation. Now Fallotaspinae are known to occur in North Africa, in the Anti-Atlas mountains (where they were first identified by P. Hupé), in the western parts of North America (California, North-west Canada, British Columbia), Great Britain. The deposits containing them were singled out by V. Fritz as a Fallotaspis Zone which appears to correspond to the Fallotaspis Zone of Siberia. No analogues of the older Zone - Profallotaspis jakutensis - in other regions of the globe have been known so far.

ЛИТЕРАТУРА

- Далматов Б.А., Репина Л.Н. 1971. Новый род трилобитов из нижнего кембрия Восточного Саяна. - Палеонтол. журн., № 1.
- Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Сысоев В.А. 1968. Стратиграфическое положение зоны Profallotaspis переходного разреза нижнего кембрия среднего течения р.Лены. - Геология и геофизика, № 3. Новосибирск.
- Журавлева И.Т., Коршунов В.И., Розанов А.Ю. 1969. Агдабанский ярус и его обоснование по археоциатам в стратотипическом разрезе. - В кн. "Биостратиграфия и палеонтология нижнего кембрия Сибири и Дальнего Востока." М., "Наука".
- Репина Л.Н. 1960. О находках оленеллид в ленском ярусе Батенеvского кряжа. - Докл. АН СССР, т. 136, № 4.
- Репина Л.Н., Лазаренко Н.П., Мешкова Н.П. и др., 1974. Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха (хребет Туора-Сис). М., "Наука".
- Розанов А.Ю. 1966. Проблема нижней границы кембрия. - Итоги науки, вып. 6. "Стратиграфия и палеонтология (1963-1964)". М.
- Хоментовский В.В., Репина Л.Н. 1965. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., "Наука".
- Fritz W.H. 1972. Lower Cambrian trilobites from the Sekwi Formation type section, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada. - Bull. Geol. Surv. Canada, N 212.
- Hupé P. 1952. Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Precambrien III de l'Anti-Atlas marocain. - Serv. Géol. Notes et Mem., N 103. Morocco.
- Nelson C.A., Hupé P. 1964. Sur l'existence de *Fallotaspis* et *Daguinaspis* dans le Cambrien inférieur de Californie et ses consequences. - C. r. Acad. sci. Paris, v. 258.
- Raw F. 1936. Mesonacidae of Comley in Shropshire, with a discussion of classification within the family. - Quart. J. Geol. Soc. London, v. 92.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И ТИПЫ ФАУНИСТИЧЕСКИХ СООБЩЕСТВ В ОРДОВИКЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Начиная с 1972 г. сотрудники Института геологии и геофизики СО АН СССР в содружестве со специалистами других геологических институтов (ВСЕГЕИ, СНИИГГИМС) под руководством Б.С. Соколова и автора проводят комплексное изучение ордовика Сибирской платформы. В этой работе принимают участие палеонтологи Т.А. Москаленко, А.В. Розова, С.Н. Розов, А.Г. Ядренкина, литолог А.А. Высоцкий и другие специалисты. Программой исследований предусмотрена разработка детальной "бассейновой" стратиграфии на основе эколого-тафономических и литолого-геохимических методов. Эти работы еще далеки от завершения, однако полученные данные и критический анализ более ранних материалов позволяют уже сейчас сформулировать некоторые выводы о характере биоценозов, особенностях биогеографической дифференциации фаун и о связи их с климатическими обстановками.

В литературе общепринято представление о том, что в ордовике Средней Сибири господствовал жаркий, преимущественно аридный климат, который не претерпел существенных изменений в течение всего периода. Для доказательства этого заключения обычно приводятся следующие данные: 1) наличие в ордовикских осадках краснокветов, фосфоритонесных горизонтов и эвапоритов (гипсов, доломитов); 2) широкое распространение трещин усыхания; 3) разнообразие органической жизни, наличие теплолюбивых организмов (кораллов) и изобилие бентосного населения (образование крупных брахиоподовых банок).

Такая "валовая" климатическая интерпретация данных о характере фауны, составе и текстурных особенностях пород без учета их приуроченности к определенным стратиграфическим уровням опирается на ставший по существу классическим принцип палеоклиматологии о стабильности древних климатов, сохранявшихся неизменными десятки, а может быть, и сотни миллионов лет.

Четвертичная геология дала бесспорные доказательства существования сложной климатической цикличности. Накапливается все больше данных об очень резкой изменчивости климата во времени в разные геологические эпохи. Детальное изучение цехштейна (верхняя пермь) Центральной Европы позволило выявить климатические циклы (от 11,3 года до 20-30 тыс. лет), полностью совпадающие с четвертичными. Как показало детальное изучение разрезов, проведенное в разных структурно-фациальных зонах Сибирской платформы (бассейны рек Келюмбе, Подкаменной Тунгуски и среднего течения р. Лены), в ордовике Средней Сибири также отчетливо выделяются климатические циклы.

Приводимые ниже палеоклиматические реконструкции основаны на четырех группах признаков: 1) закономерностях изменения вещественного состава пород в пределах седиментационных циклов разного порядка; 2) генетической интерпретации седиментационных текстур; 3) биоценологических особенностях сообществ фауны и флоры (структуры, характера жизненных форм и т.п.); 4) синхронности событий, для которых устанавливается или предполагается климатическая природа (случаи массовой гибели фауны, наличие однотипных текстур, однознаковое изменение батиметрии дна или выход его из-под воды в разных частях бассейна и т.д.).

Наиболее ценную информацию дает послонное изучение седиментационных текстур, поскольку они фиксируют динамику бассейна и во многих случаях непосредственно указывают на температурный режим. На различных стратиграфических уровнях и в разных частях Сибирской платформы обнаружены многочисленные и чрезвычайно разнообразные криогенные текстуры. К ним относятся: 1) мерзлотные клинья, 2) морозобойные трещины, 3) полигональные растрескивания, 4) щетки морозного выпучивания, 5) различные формы кристаллизации льда (гексагональная, игольчатая, пластинчатая), 6) разнообразные формы периодического промерзания и оттаивания осадков (режелыции), 7) мерзлотные оплывины со следами частичного оттаивания слабоконсолидированных прослоев, 8) разнообразные криогенные брекчии, в том числе брекчии мерзлотного взламывания, 9) "закрутыши" и другие текстуры, несущие следы мерзлотных деформаций (сочетание свойств твердого и пластичного тела одновременно), 10) разные типы структурных образований (сетчатые, петельчатые и др.) криогенной природы, 11) "иматровы камни", 12) ленточные переслаивания типа варвов, 13) ромбические отдельности, образовавшиеся сколом по диагональным плоскостям массивных промерзших пластов под нагрузкой (такой механизм подтвержден экспериментально), 14) следы волочения льдин.

Для большой группы текстур криогенное происхождение только предполагается, поэтому они не включены в приведенный перечень. Подавляющее большинство текстур образовывалось в аэральных условиях, в моменты кратковременных выходов дна из-под воды. Некоторые из них имеют подводное происхождение. К ним относятся прежде всего оплывины и, возможно, некоторые разновидности криогенных брекчий. Ряд морфологических и коррелятивных признаков позволяет предполагать криогенную природу стилолитовых поверхностей, которые могут трактоваться как подошвы шельфовых льдов, отмечающих фронт промерзания. Стилолитовые швы обычно предшествуют аэральным криогенным текстурам и очень часто фиксируют гибель водорослевых биогермов. Из текстур, доказывающих существование в ордовике Сибирской платформы высоких положительных температур, обнаружены следующие: 1) разнообразные трещины растрескивания, 2) такырные шелушения, 3) солевые (химические) брекчии, 4) корковые, розеточные и трещинные (по трещинам усыхания) формы выпаривания солей, представленные чаще

всего псевдоморфозами кальцита, 5) эоловая рябь, 6) признаки быстрой литификации слоистого или однородного осадка сверху вниз, что обуславливается высушиванием, 7) текстуры сморщивания, образующиеся обычно в тонкослоистых гелеобразных осадках (доломитовых) при условии образования слойка на уже отвердевшем субстрате и последующего высушивания (процесс образования этих текстур легко моделируется нанесением пленки на твердую поверхность какого-либо предмета).

Часто встречающиеся кристаллы галита (в виде глиптоморфоз) могут образоваться, как известно, и вымораживанием, и выпариванием воды.

В результате анализа имеющихся данных по указанным выше четырем группам признаков вырисовывается следующая схема изменения климатических обстановок и соответствующих им экологических сообществ.

Наиболее древние отложения ордовика изучались на северо-западе Сибирской платформы, в бассейне р. Кулумбе, где имеется непрерывный переход от кембрия к ордовику. Существует три варианта проведения границы между ними в этом разрезе: 1) по подошве лопарского горизонта, 2) по его кровле и 3) внутри него¹.

Лопарский горизонт отвечает единому крупному циклу осадконакопления. Внутри него можно выделить более мелкие циклы, по крайней мере трех порядков. Наиболее мелкие из них имеют мощность 2,5–4 м. В целом осадки резко выраженного мелководного характера, приближающегося к паралическому. Внутри циклов всех порядков наблюдаются одни и те же закономерности: постепенное уменьшение карбонатного материала, увеличение количества аэральных текстур, отмечающих периодические обнажения дна бассейна, появление в конце циклов доломитовых разностей, иногда чередующихся с красноцветными алевrolитами, изредка появляются глиптоморфозы галита. Чередование криогенных и "аридных" текстур, иногда на одних и тех же поверхностях напластования указывает на исключительно контрастный климат с преобладанием отрицательных температур. Его можно охарактеризовать как климат холодной пустыни.

Терригенная составляющая осадков представлена очень тонкой однородной фракцией, указывающей на эоловую транспортировку материала с суши. Более грубый материал со следами водного переноса, чаще всего красноцветный, появляется только в конце циклов, перед очередной трансгрессией.

Главная особенность динамики бассейна — короткопериодные резкие изменения водного уровня.

Направление ветров, судя по замерам волновой и эоловой ряби, сохранялось неизменным. Эта особенность отмечается и для других аридных циклов.

¹ Для нижнего ордовика нами принимаются региональные стратиграфические подразделения, предложенные Ю.И. Тесаковым и А.В. Розовой в 1975 г.

Органическая жизнь в бассейне была чрезвычайно бедной в качественном и количественном отношении. Она представлена водорослями и редкими бентосными животными – брахиоподами, трилобитами, моноплакофорами, илоедами. Все они представлены единичными видами. Преобладают монотипные сообщества. Плотность бентосного населения очень низкая. Большинство форм – эндемики, изредка встречающиеся только на территории Сибирской платформы. Распределение фауны неравномерно и приурочено в основном к нижним частям циклов. Обычная последовательность заселения дна бассейна по мере стабилизации условий: водоросли → моноплакофоры → брахиоподы → трилобиты. Илоеды всегда составляют монотипные сообщества и практически во всех случаях заселяют биотопы после гибели остальных представителей бентоса.

В эпоху, соответствующую накоплению отложений вышележащего ныйского горизонта, наступает постепенное потепление и выравнивание климата, которое, достигнув максимума, к концу эпохи снова идет на убыль. Однако черты аридного климата сохраняются в течение всего ныйского времени, хотя в конце и в начале его аридность и температурная контрастность выражены более отчетливо. Криогенные текстуры в отложениях ныйского горизонта встречаются реже, причем представлены они главным образом подводными криогенными текстурами – опльвинами, брекчиями взламывания. Весьма многочисленны стилолитовые поверхности. Глубина бассейна увеличивается по мере потепления климата и затем уменьшается вслед за похолоданием.

В осадках ныйского горизонта в целом заметно возрастает количество известняков. Количество терригенного материала, поступающего в бассейн седиментации, остается примерно на том же уровне, а его состав свидетельствует о преимущественно эоловой транспортировке.

Некоторое потепление и выравнивание климата в ныйское время отразилось и на биоценозах. Прежде всего резко увеличилось количество и мощность водорослевых построек. Заметно увеличилось количество и систематическое разнообразие бентосных групп фауны – брахиопод, и особенно трилобитов. Среди последних появляются два новых рода. На этом уровне впервые в ордовике Сибирской платформы появляются прикрепленные формы колониальных организмов – дендроидные граптолиты, а также первые представители остракод – мелкие, лишённые скульптурных образований, приспособленные к интерсектальному образу жизни. В структурном отношении биоценозы ныйского времени принципиально не отличаются от лопарских, однако по количеству жизненных форм и, следовательно, широте использования экологических ниш ныйская биота превосходит лопарскую, что вполне согласуется с улучшением условий среды.

Во время формирования отложений угорского горизонта снова наступило похолодание, что нашло отражение в увеличении количества и разнообразия аэральных текстур, как криогенных, так и "арид-

ных", общем обмелении бассейна и сокращении количества жизненных форм (исчезли дендроидные граптолиты и интерсектальные остракоды).

Снежногорский горизонт охватывает два крупных седиментационных цикла, каждый из которых имеет такой же порядок, как нийский или угорский. Нижний из этих циклов (кимайский подгоризонт) и по характеру осадконакопления, и по текстурным признакам, и по общему биоценотическому облику фауны в целом очень близок к нийскому, но имеет заметные отличия. Климат кимайского времени был, вероятно, несколько мягче и теплее, хотя и здесь имеются признаки периодического промерзания на обнажающихся или мелководных участках дна, и это отразилось на характере осадконакопления (заметное увеличение карбонатно-известковых элементов циклов и сокращение или даже полное выпадение терригенных и доломитовых элементов) и обилии органической жизни, которая достигает здесь максимального развития в течение всего раннего ордовика. В кимайское время образуются очень крупные, долго живущие водорослевые постройки биогермного типа, резко увеличивается разнообразие и количество трилобитов и брахиопод, в массовых количествах распространяются мелкие бентосные остракоды, появляются проблематичные прикрепленные организмы, напоминающие примитивные строматопоройдеи. Плотность поселений бентосной фауны в несколько раз превышает таковую для любой из предшествующих ордовикских биот.

Следующий климатический цикл, отвечающий верхней половине снежногорского горизонта, связан с резким изменением общей палеогеографической обстановки в пределах всей Сибирской платформы. В результате регрессии единый морской бассейн распался на несколько более мелких, слабо и непостоянно связанных друг с другом. Это обусловило сильную фациальную пестроту и многочисленные стратиграфические перерывы, которые приходятся на это время. В одних районах накапливались преимущественно доломиты (бассейны Лены, Вилюя и Мойеро), в других — пестроцветные терригенные осадки (бассейны рек Кулумбе, Подкаменной Тунгуски). При всей неоднородности седиментационных процессов этого времени можно, тем не менее, выделить и некоторые общие их черты. К ним можно отнести 1) неизменное присутствие во всех типах осадков признаков эвапоритовой седиментации, 2) почти полное отсутствие известняков и 3) исключительно высокие темпы осадконакопления. К этому можно добавить, что в мелководных бассейнах в это время формировались почти исключительно паралические формации в условиях циклических и высокоамплитудных колебаний уровня воды, постоянно обнажавших огромные участки дна. Некоторые данные по гурагирской свите (северо-западная часть платформы) позволяют предполагать очень резкие колебания уровня воды в бассейне не только сезонных, но и суточных циклов.

Все эти данные говорят о чрезвычайно резкой контрастности климата этого времени. Такой вывод полностью согласуется и с

текстурными особенностями пород. На поверхностях напластования гурагирской свиты можно наблюдать постоянно следы и морозного, и высокотемпературного воздействия.

Органический мир второй половины снежногорского времени также очень специфичен. Он отличается прежде всего исключительной скудностью и своеобразием систематического состава. Очень редко в осадках этого времени встречаются мойеронии, ангареллы и некоторые другие остатки организмов неясного систематического положения. Все эти проблематичные организмы не встречаются больше нигде. Очень редко встречаются также лингулы. В самых верхах гурагирской свиты найдены единичные конодонты, а также эндемичные остракоды с очень своеобразной морфологией раковин.

Волгинский климатический цикл ознаменовался исключительно широкой морской трансгрессией, захватившей всю северо-восточную Азию, включая Сибирскую платформу и Верхояно-Чукотский складчатый пояс. Каких-либо прямых текстурных признаков, непосредственно характеризующих климатический режим волгинского времени, не обнаружено. Однако сам факт их отсутствия в рассмотренном ряду седиментационных циклов свидетельствует о том, что климат стал менее контрастным, поскольку в противном случае дно морского бассейна, остающегося очень мелководным, должно было бы периодически обнажаться, по крайней мере на отдельных участках, и сохранить следы аэральной обработки. Широкое распространение в волгинском горизонте известняков и известково-терригенных пород, наличие фосфоритовых горизонтов, а также особенности фауны указывают на сравнительно ровный (при сохранении обычной более мелкомасштабной климатической цикличности) климат, вероятнее всего, умеренного типа. Судя по характеру литогенетических типов пород и по другим признакам именно со времени, отвечающего подошве волгинского горизонта, т.е. с начала широкой трансгрессии, преимущественно аридные климаты раннего ордовика сменяются преимущественно гумидными климатами среднего ордовика.

Органический мир волгинского времени характеризуется прежде всего полным исчезновением скелетообразующих известковых водорослей, которые были бесспорными доминантами в предшествующие экстремальные эпохи и, вероятно, обеспечивали основной поток первичной органической продукции. Из-за отсутствия необходимых данных можно только предполагать, что вакантное место продуцентов в начале волгинского времени мог занять только фитопланктон. Эта смена продуцентов должна была иметь исключительное значение для формирования морских экосистем, поскольку она обеспечивала освоение организмами не только морского дна, но и всей толщи воды. Это не значит, конечно, что фитопланктона не было раньше (массовые скопления его известны уже из докембрия), однако приходится все же признать, что в ордовикских бассейнах платформы именно с волгинского времени начинается массовое развитие пелагических форм жизни (некоторые виды остракод).

В целом же основное население в бассейнах волгинского времени составляли брахиоподы, а также подвижный бентос, в основном трилобиты, остракоды и в очень незначительном количестве пелециподы, гастроподы, моноплакофоры. По видовому многообразию резко преобладают над остальными группами фауны остракоды. Прикрепленный бентос, представленный мшанками и криноидеями, очень беден и однообразен. Это можно рассматривать как косвенное доказательство того, что и в волгинское время условия среды были еще далеки от оптимальных.

Интересные примеры влияния климатических изменений на формирование биоценозов дает послышное изучение распространения остатков фауны при переходе от волгинского горизонта к киренскому, отвечающему очередному циклу похолодания. Первыми при подходе к границе двух горизонтов исчезают представители прикрепленного бентоса (мшанки, криноидеи), затем трилобиты, за которыми следуют брахиоподы. Последними исчезают остракоды. В такой же последовательности, но в обратном порядке происходит и заселение новых биотопов. Эта закономерность, отражающая различную эврибионтность фаунистических групп, подтверждена данными по разрезам, удаленным друг от друга в отдельных случаях на многие сотни километров. При этом удивительно выдерживается синхронность этих последовательных появлений и исчезновений. Вероятно, единственным фактором, способным контролировать такую синхронность, можно считать только климат.

Можно привести и другие примеры климатического контроля сообществ. Например, в начале киренского времени возникла вспышка массового размножения брахиопод двух видов, исчезнувших как будто окончательно после медленного угасания. Эта вспышка была очень кратковременной, но успела оставить после себя мощный пласт ракушняка, который в разрезах и на реках Кулюмбе, Подкаменной Тунгуске и Лене, т.е. в противоположных частях платформы, занимает бесспорно одинаковое стратиграфическое положение.

Особенности фаунистических сообществ киренско-кудринского климатического интервала полностью согласуются с выводом о похолодании этого времени по сравнению с волгинским. Здесь полностью исчезли трилобиты, а брахиоподы дали только одну кратковременную вспышку развития в самом начале. Из макробентоса встречаются только изредка лингулы и один вид низших раков. Зато доминирующее положение заняли организмы с сезонным циклом размножения (остракоды) и способные к далеким сезонным миграциям (наутилоидеи). Довольно многочисленны также конодонты.

Таксономическое разнообразие киренских остракод очень велико, но среди них нет практически видов, общих с волгинскими. Они представляют совершенно особый эколого-морфологический тип, приспособленный переносить неблагоприятные условия среды.

Не останавливаясь подробно на характеристике последующих климатических циклов ордовика, отметим лишь, что и по особенностям седиментации, и по основным экосистемным признакам мангазейский

цикл сходен с волгинским, а баксанский — с киренско-кудринским. Данные по позднему ордовику платформы пока недостаточны для обстоятельного палеоклиматического анализа.

Подытоживая приведенный обзор, можно сделать следующие выводы.

В ордовике Средней Сибири отчетливо проявляется климатическая цикличность, имеющая по крайней мере четыре порядка (здесь рассмотрены только самые крупные из них).

Седиментационные циклы имеют климатическую природу и не являются отражением каких-либо тектонических осцилляций.

Тесная корреляция климатических циклов с колебаниями уровней бассейнов, особенно отчетливо проявляющаяся в паралических формациях аридных эпох, заставляют считаться с возможностью периодических трансгрессий и регрессий эвстатического происхождения.

Климатическая цикличность — ведущий фактор эволюции экотипов.

ABSTRACT

On the basis of the study of peculiarities in sedimentation, sedimental textures and biocoenotic features of fauna, the cyclic alternation of cold and more warm climatic times in the Ordovician of the Middle Siberia is proved. Criogenic and "arid" textures are reported to occur in abundance. Their frequent joint displays sharply contrasting climatic conditions. Contrast is more dispaljed in cold times. Each climate epoch is characterized by its own peculiar type of faunal assemblage. Cold times are characterized as a rule by impoverished faunal assemblages. Biocoenoses are frequently of monotypic structure. In times of rise in temperature the diversity in benthos fauna sharply increase, appear sedentary benthos (bryozoans, crinoides, corals, stromatoporoide) and pelagic forms (some of ostracodes species).

Climatic optimum (most warm climate) in the Ordovician of the Middle Siberia falls on Mangazean subhorizon that is correlated with *Nemagraptus gracilis* graptolite zone. The most wide transgression favoured wide faunal dispersion, corresponds to that time. Many of ostracodes species penetrated at that period into sea basin of the Siberian Platform and North-East of the USSR from Baltic-Skandia.

Climatic minimum (most cold climate) corresponde to the Cambrian and Ordovician (Loparian horizon) boundary deposits. At that time climate was characterized with sharp contrasts (wide amplitude in temperature change), water level fluctuation in the basin was the maximum. Fauna of this poor epoch differed with lower populations density and with endemic content. Biocoenoses were commonly monotypic.

Simultaneity in climatic changes and fluctuation in basins level are suggested to regard the last to be glacio-eustatis.

Climatic cycles correspond to the horizons of the Siberian Platform and therefore they can be regarded not only as biostratigraphical units but as climatic-stratigraphical ones also.

БИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ТРИЛОБИТОВ НА ТЕРРИТОРИИ СССР В ОРДОВИКЕ

Вопросы биогеографии ордовика привлекали внимание многих исследователей. Особое внимание при этом уделялось трилобитам — одной из ведущих групп фауны этого периода с отчетливой биогеографической дифференциацией состава и расселения. В последнее десятилетие появился ряд работ, специально посвященных биогеографии ордовика по трилобитам как для всего земного шара (Spjeldnaes, 1961; Whittington, 1963, 1966, 1972; Балашова, 1967; Kobayashi, 1971; Whittington, Hughes, 1972; Whittington, 1973; Чугаева, 1968, 1973), так и для отдельных его частей (Dean, 1967, Ross, Ingham, 1970).

Сейчас еще нет общепринятых наименований для биогеографических подразделений ордовика. Иногда используются географические наименования, иногда названия ведущих таксонов. В настоящем сообщении отдается предпочтение первым, хотя оба принципа наименований нельзя считать универсальными и удобными. Вероятно, лучше было бы называть самые крупные биогеографические подразделения по их отношению к палеоклиматическим поясам, как это принято для геологических систем более молодого возраста. Но это дело будущих исследований.

Изучение филогении и распространения трилобитов позволило выделить на разных континентах ряд биогеографических провинций. Определенные семейства и эндемичные роды широко распространенных семейств характеризуют тип фауны каждой провинции.

Калимениды, тринуклеиды, циклопигиды, дальманитиды (*Ormathops*, *Dalmanitina*, *Mucronaspis*, *Kloučekia*), одноплеуриды (особенно *Selenopeltis* в нижней половине ордовика), некоторые азафиды (*Taihungshania*, *Omeipsis*, *Asaphopsis*, *Opsimaraphus*) и ряд других родов и семейств характеризуют палеотетический тип фауны (Чугаева, 1973), устойчиво развивавшейся в районах северной Африки, южной и западной Европы. Этот тип фауны прослеживается на запад до п-ова Флорида и, возможно, Аргентины, а на восток до Китая и, возможно, Австралии. Ему отвечает фауна калименидно-тринуклейдной провинции (Whittington, 1963), южного региона (Whittington, 1966), Тетиса (Dean, 1967), фауны с *Selenopeltis*, *Asaphopsis* и *Encrinurella*, вместе взятые (Whittington, Hughes, 1972), фауна с *Selenopeltis* и хунгаидно-калименидная фауна в раннем ордовике и тринуклейдно-хомалонотидная фауна и фауна с *Pliomerina* позднего ордовика (Whittington, 1973).

Азафиды (*Asaphus* (*Asaphus*), *A. (Neosaphus)*, *Xenasaphus*, *Ogmiasaphus* и др.), *Cyrtometopus*, *Pterygomtopus*, *Nieszkowskia*, *Parace-raurus*, *Chasmops*, *Estoniops*, некоторые лихиды (*Metopolichas*, *Co-*

nolichas, *Platylichas*), а также проетиды, *Holotrachelus*, *Stenopareia*, хейруриды в "биогермных" известняках позднего ордовика характеризуют балтийский тип фауны, устойчиво развивавшейся в Балто-Скандинавском регионе. Ему отвечает фауна азафидной провинции (Whittington, 1963), части северного региона (Whittington, 1966), фауна с азафидами и частично фауна с ремоплеуридами (Whittington, Hughes, 1972), азафидная и часть моноракеидно-ремоплеуридной фауны (Whittington, 1973).

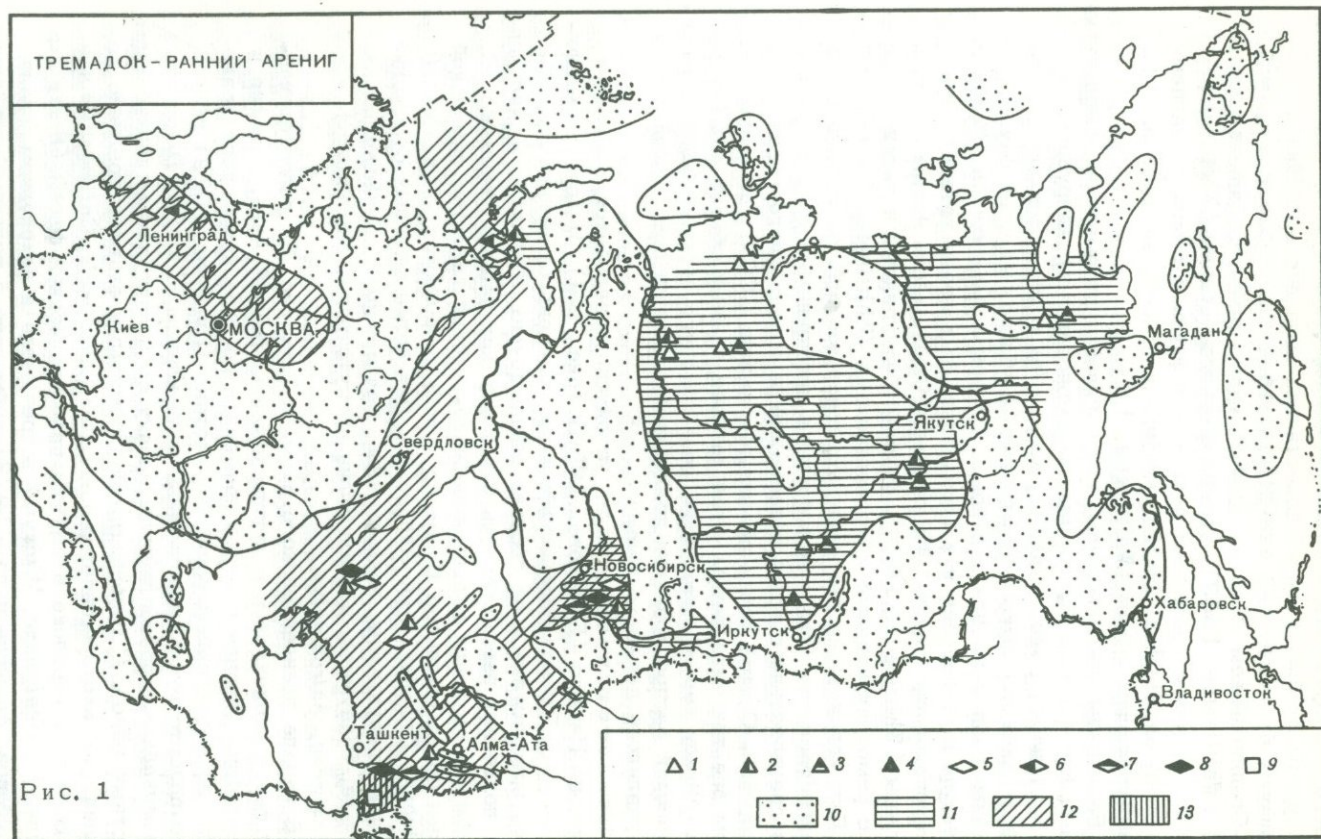
Батиуриды, хистрикуриды, разнообразные плиомериды, ремоплеуриды (*Eorobergia* и *Hypodicranotus*), моноракеиды, хейруриды (в том числе *Kawina*, *Cydonocephalus*, *Kolymella*) и ряд родов других семейств характеризуют американо-сибирский тип фауны, устойчиво развивавшейся в районах Северной Америки и Северной Азии, на Шпицбергене и в Гренландии. Ему соответствует фауна батиуридной провинции (Whittington, 1963), часть фауны северного региона (Whittington, 1966), фауна с батиуридами и частично фауна с ремоплеуридами и моноракеидами (Whittington, Hughes, 1972).

Большой интерес представляет прослеживание закономерностей распространения этих типов фауны в пространстве и во времени и в соответствии с этим трассирование границ биогеографических категорий. С этой точки зрения территория СССР, где широко развиты все три типа фауны, представляет важный объект для изучения. Между тем в литературе до последнего времени вопросам особенностей распространения трилобитов на территории нашей страны не уделялось должного внимания.

Палеотетическая фауна устойчиво развивается в Средней Азии, на Памире (Балашова, 1966) (рис. 1-4). И хотя тремалокская фауна Памира биогеографически не очень отчетливо обособлена, присутствие в ее составе среди других *Birmanites* и *Asaphopsis* позволяет рассматривать эту фауну как палеотетическую. С аренига и до конца ордовика палеотетический характер памирской фауны более очевиден. В арениге здесь появляются *Trinucleus*, *Orotetopus*, *Taihungshania*, *Asaphellus*. Для более молодых отложений обычны тринуклеиды, циклопигиды, *Opsimasaphus*, *Synhomalonicus*, *Dionide*, *Dindymene*, а в ашгилии присутствуют *Mucronaspis*, *Flexicalymene*, *Astroproetus*.

В начале лландейловского времени (см. рис. 3) палеотетическая фауна проникает и в другие районы Средней Азии, а также в Казахстан. Начиная с этого времени в составе комплексов трилобитов из терригенных фаций Казахстана (Никитин, 1972) постоянно присутствуют циклопигиды, тринуклеиды, *Dionide*, *Dindymene*, *Opsimasaphus*, одонтоплеуриды наряду со значительным количеством местных родов. С сероцветными глинистыми фациями позднего ашгилия в Казахстане связано появление *Mucronaspis*, *Calymenella* и др.

В раннем кароке элементы палеотетической фауны (*Broeggerolithus*, *Flexicalymene*, *Miraspsis*) встречаются и на среднем Урале (Варганов, Анцыгин и др., 1973) совместно с родами балтийского происхождения (см. рис. 3).



КОНЕЦ АРЕНИГА - ЛЛАНВИРН

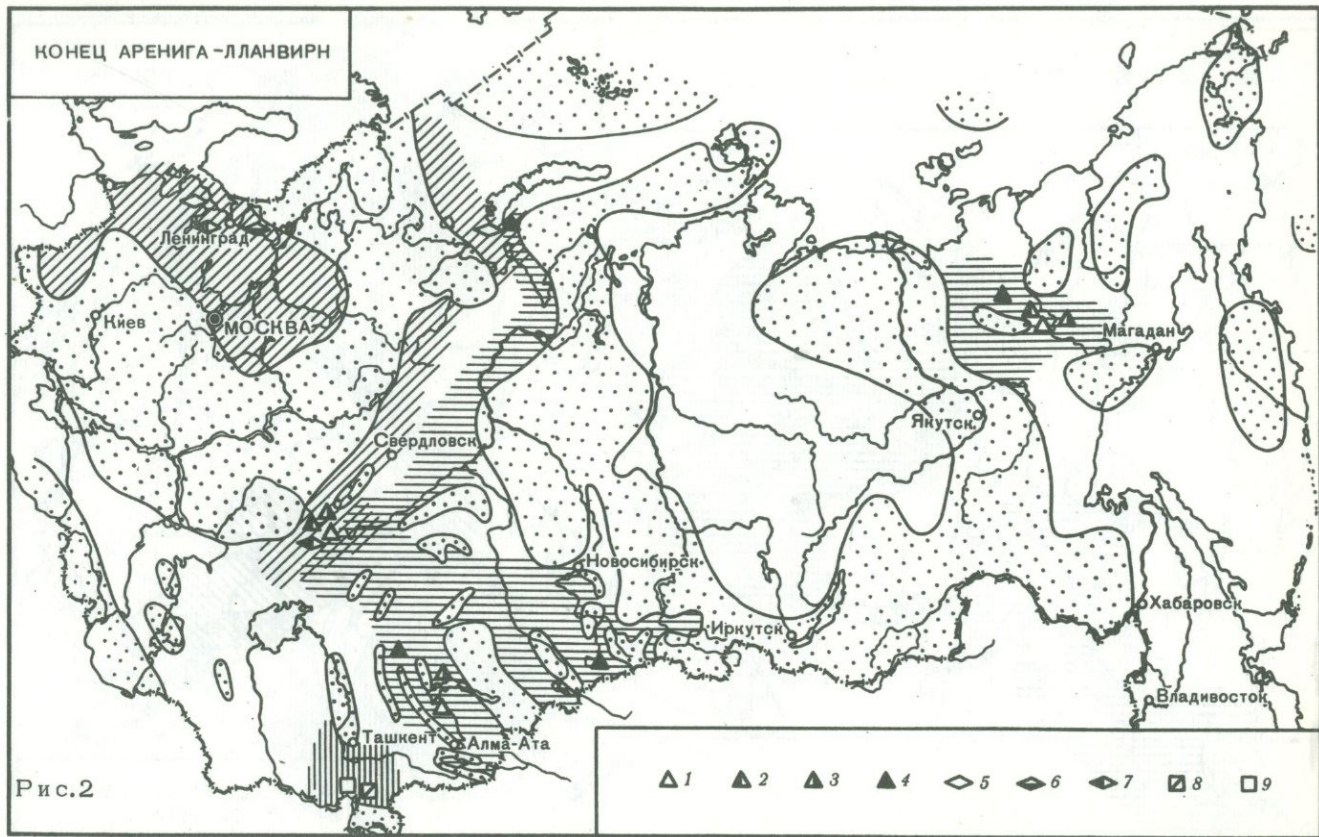
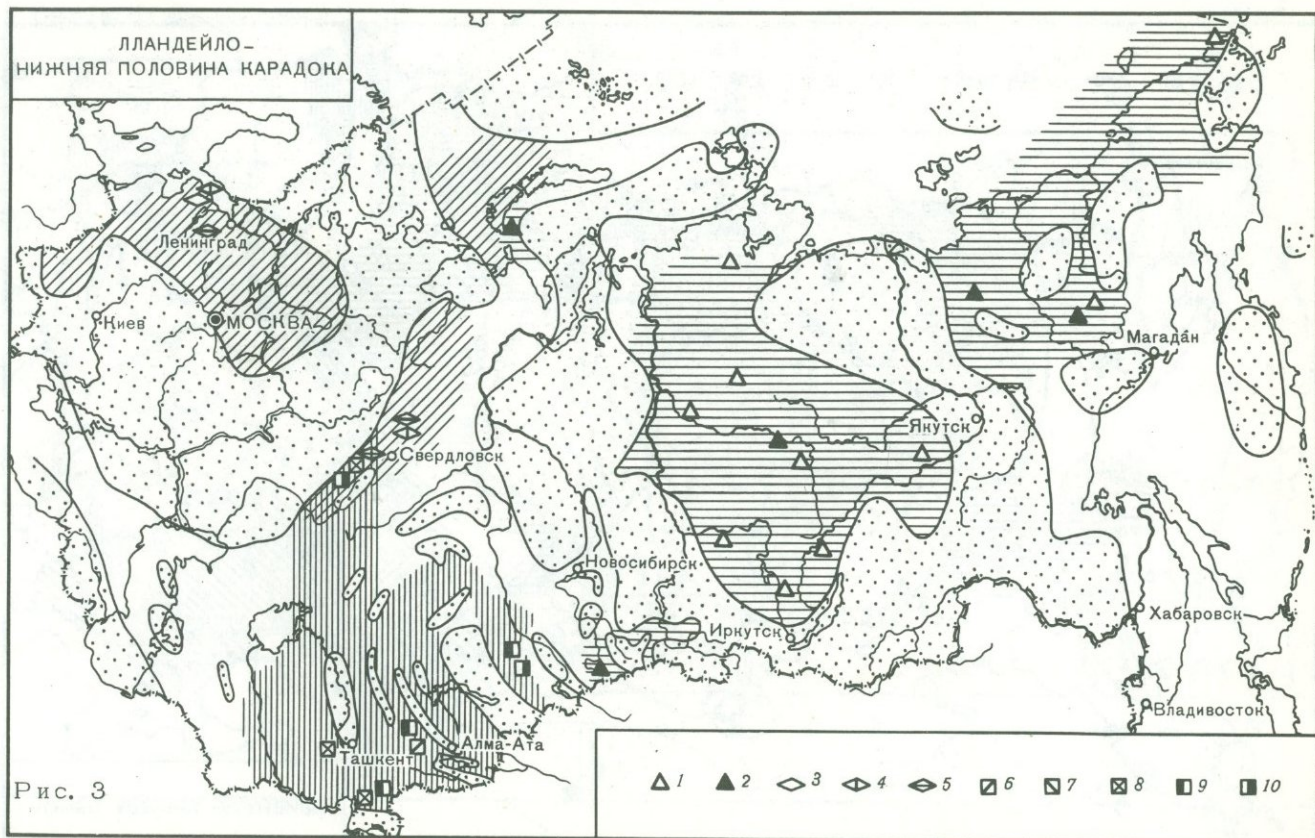


Рис.2

- ▲ 1 ▲ 2 ▲ 3 ▲ 4 ◊ 5 ◊ 6 ◊ 7 ▣ 8 □ 9



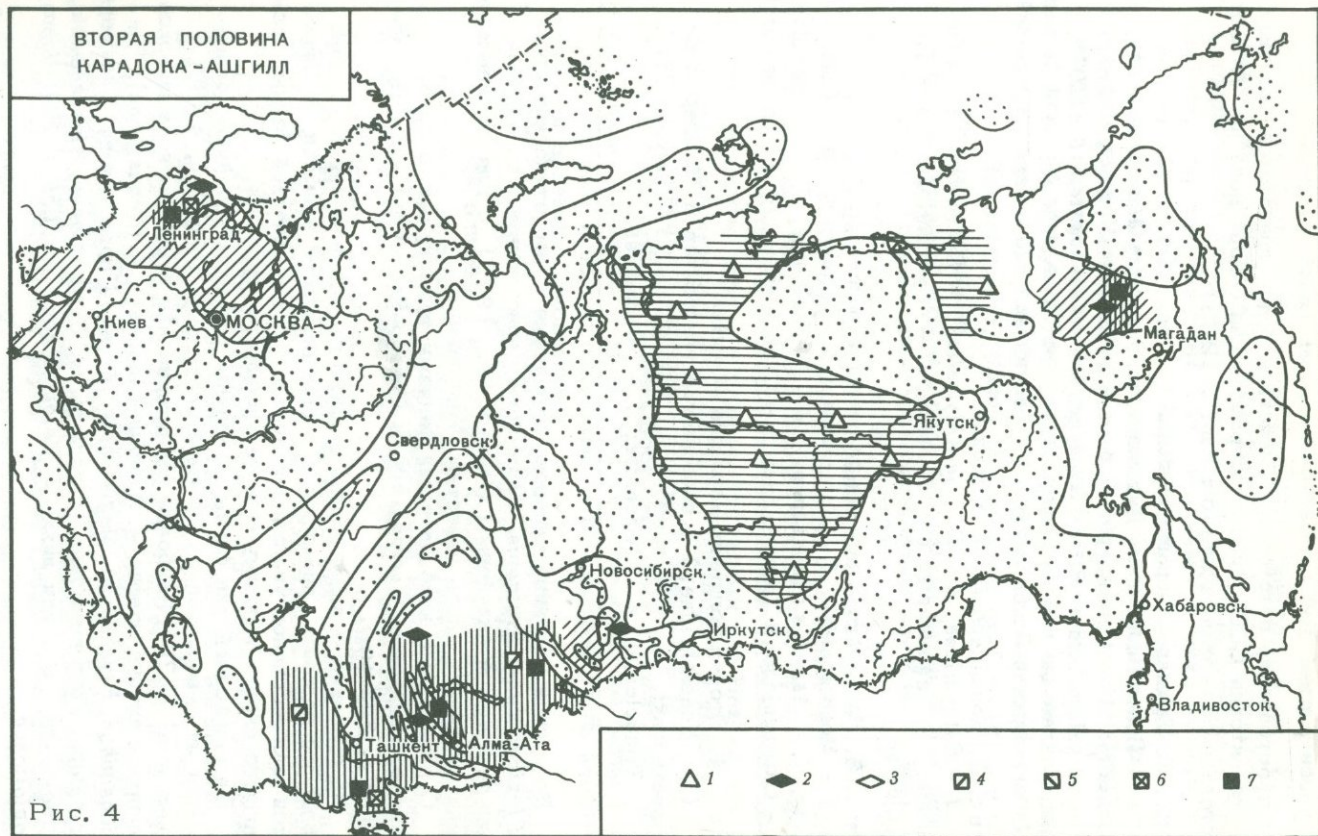


Рис. 4

Подписи к рис. 1-4

Распространение некоторых семейств и родов грилобитов ордовика на территории СССР (палеогеографическая основа дана по "Атласу литолого-палеогеографических карт", 1968)

Рис. 1. Тремадок - ранний арениг

1 - Bathyuridae; 2 - Hystericuridae; 3 - *Prodalmanitina*; 4 - *Saukiella*; 5 - Ceratopygidae; 6 - *Magalaspides-Megistaspis*; 7 - Наралоплеуриды; 8 - *Macropyge*; 9 - *Asaphopsis*; 10 - суша; предполагаемые районы распространения типов трилобитовой фауны; 11 - американо-сибирский; 12 - балтийский; 13 - палеотетический

Рис. 2. Конец аренига - лланвирн

1 - Bathyuridae; 2 - *Kawina-Kolymella*; 3 - *Endymionia*; 4 - *Eorobergia*; 5 - *Megistaspis*; 6 - *Asaphus*; 7 - *Cyrtometopus*; 8 - Trinucleidae

Рис. 3. Лландейло - нижняя половина карадока

1 - Monogaceidae; 2 - *Calyptaulax*; 3 - *Chasmops*; 4 - *Conolichas*; 5 - *Asaphus (Neoasaphus)*; 6 - Trinucleidae; 7 - Calymenidae; 8 - Calymenidae и Trinucleidae; 9 - Cyclopygidae; 10 - Odontopleuridae

Рис. 4. Вторая половина карадока - аштилл

1 - Monogaceidae; 2 - сообщества грилобитов в "биогермных" известняках; 3 - *Chasmops*; 4 - Trinucleidae; 5 - Calymenidae; 6 - Trinucleidae и Calymenidae; 7 - *Mucronaspis*

Во второй половине карадока отдельные палеотетические роды (*Flexicalymene*, *Tretaspis*, *Pharostoma*) присутствуют на северо-западе Русской платформы (Рыымусокс, 1970), а для сероцветных фаций ашгилия здесь известны *Mucronaspis*.

С глинистыми карбонатными фациями терминального ордовика связано появление *Mucronaspis* в Северо-Восточной Азии (в бассейне р. Колымы).

Из сказанного выше можно заключить, что начиная со второй половины ордовика, примерно с лландейловского времени, наблюдается прогрессивное увеличение ареала палеотетической фауны, достигшего своего максимума в терминальном ордовике.

Балтийский тип фауны в течение ордовика устойчиво развивается на северо-западе Русской платформы (Мянниль, 1966; Рыымусокс, 1970). Наиболее характерно для этого региона широкое распространение азафид - *Asaphus (Asaphus)*, *A. (Neoasaphus)*, *Pseudoasaphus*, *Ptychopyge*, *Megistaspis*, а также присутствие *Chasmops*, *Estoniops*, *Pterygometopus*, *Paraceraurus*, *Cyrtometopus*, *Nieszchowska*, *Atractopyge*, а среди лихид - *Metopolichas*, *Conolichas*, *Platylichas*, *Hopolichas*.

Как отмечалось выше, во второй половине ордовика среди этой фауны появляются палеотетические элементы.

В северных районах европейской части СССР на островах Вайгач, Новая Земля и на хребте Пай-Хой (Бондарев и др., 1970) ордовикские трилобиты в целом имеют балтийский характер, что подчеркивается присутствием в тремадоке *Niobe laeviceps*, *Nileus limbatus*, *Pliomeroides primigenus*; в арениге — *Megistaspis*, а в более молодых отложениях — *Platylichas*, *Conolichas*, *Atractopyge*, *Nieszkowskia*. Вместе с тем здесь наблюдается дифференциация состава фауны, когда на юге о-ва Вайгач и на хребте Пай-Хой преобладают балтийские элементы, а на севере о-ва Вайгач и на юге Новой Земли присутствуют роды, обычные для американо-сибирской фауны: *Nyaya*, *Tersella*, *Cybelurus*, *Eorobergia* в нижней части ордовика и *Remopleurides*, *Glaphurina*, *Calyptraulax*, *Eorobergia* в более молодых отложениях.

Вдоль западного склона Урала балтийская фауна прослеживается далее на юг. Тремадокские трилобиты лучше изучены на Южном Урале (Варганов, Анцыгин и др., 1973), где встречаются *Apatokephalus serratus*, *Ceratopyge forficula*, *Promegalaspides*, *Macropyge*, *Geragnostus sidenblahi* и другие типично балтийские формы. Однако в лланвирнское время (см. рис. 2) состав южноуральской фауны заметно меняется. В биогермных известняках каракольмихайловского горизонта, наряду с родами, типичными для Прибалтики (*Platillaenus*, *Cyrtometopus*, *Metopolichas*, *Platylichas*), появляются представители американо-сибирской фауны, встреченные кроме Южного Урала в Казахстане и Северо-Восточной Азии (*Glaphurina*, *Goniophris*, *Kawina*, *Helimera* и др.). Специфику лланвирнской фауны Южного Урала придает и полное отсутствие в ней азафид, столь характерных для ордовика Прибалтики.

Трилобиты второй половины ордовика на Урале в целом имеют балтийский облик: *Asaphus* (*Neoasaphus*), *Conolichas*, *Nieszkowskia*, *Uralops* (род, близкий к *Estoniops*). Свообразие этому комплексу придает лишь появление в карадокских отложениях *Hypodicranotus*, рода, который кроме Урала на территории нашей страны встречается и на северо-востоке Азии. Однако в районе Уфимского амфитеатра в раннем карадоке (см. рис. 3) к обычному составу трилобитов, широко распространенных во многих разрезах Урала, присоединяются *Broeggerolithus*, *Miraspis*, *Flexicalymene* — роды, обычные для палеотетической фауны.

Балтийскую фауну удается проследить в тремадокских отложениях Алтае-Саянской горной области. Здесь установлен богатейший комплекс трилобитов (Петрунина, 1966) раннего (с *Niobe*, *Euloma*, *Macropyga*, *Harpides*, *Leimitzia*, *Tropidopyga* и агностидами) и позднего тремадока (с *Ceratopyge*, *Pliomeroides*, *Rhadinopleura*, *Symphysurina*, *Niobe*, *Orometopus* и др.). Вместе с ними присутствуют *Nyaya*, *Tersella*, *Huystericurus*, которые известны в пайхойско-новоземельском тремадоке и обычны для фауны Средней Сибири, относящейся к американо-сибирскому типу. В более молодых ордовикских отложениях Алтае-Саянской обл. среди трилобитов господство переходит к представителям американо-сибирской фауны.

Совершенно особый комплекс трилобитов встречен в позднеордовикских "биогермных" известняках Северной Эстонии, в Казахстане (Никитин, 1972) и на Салаире (Вебер, 1948). Эти светлые тонкообломочные и пелитоморфные массивные известняки образуют невыдержанные по простиранию тела (до 60–70 м мощности), залегающие среди терригенных пород. Трилобиты здесь обычно представлены хорошо сохранившимися *Illaenus*, *Stenopareia*, *Sphaerexochus*, *Amphilichas*, *Remopleurides*, *Holotrachelus*, проетидами, изоконидами, а на Салаире к ним присоединяется *Brontocephalina*. Подобный состав трилобитов с местными особенностями прослеживается и в позднеордовикских "биогермных" известняках Швеции, Ирландии, а также в Восточной Канаде и на северо-востоке Азии (в Омурлевских горах) (Чугаева, 1975). В последнем районе нет *Holotrachelus* и появляется *Brontocephalina* (Чугаева, 1975), известная на Салаире и входящая в состав семейства *Brontocephalidae*, столь характерного для казахстанского ордовика. При анализе пространственного распространения этих не всегда строго одновозрастных, но близких по составу комплексов создается впечатление, что они приурочены к районам, биполярно примыкающим с обеих сторон (с юго-запада – Салаир и Казахстан и с северо-востока – Омурлевские горы) к Средней Сибири, входящей в состав американо-сибирского пояса (Чугаева, 1975).

Американо-сибирский тип фауны устойчиво развивался в Средней Сибири в течение всего ордовика (см. рис. 1–4). Тремадокский комплекс с *Diceratocephalina*, *Pletopeltides*, *Pseudoacrocephalites*, *Nyaya* (Розова, 1968) прослеживается по всей территории этого региона, а в Иркутском амфитеатре к нему присоединяется *Saukiella*. Отдельные роды этого сообщества встречаются и в Северо-Восточной Азии (*Nyaya*, *Pletopeltides* и др.), на Пай-Хое и в Алтае-Саянской обл. (*Nyaya*). В двух последних районах эта фауна, как указывалось, сочетается с балтийской.

Раннеаренигский комплекс с *Pseudomera*, *Prodalmanitina*, *Biolgina* и *Apatokephalus* широко прослежен во многих разрезах Средней Сибири, Северо-Восточной Азии, юга Таймыра, что, вероятно, отражает возможность свободного обмена между бассейнами. Более молодые отложения аренига и лланвирна в Средней Сибири не содержат трилобитов. Последние известны восточнее и западнее. Так, средне-позднеаренигский комплекс особенно разнообразен в Эльгенчакских горах (Чугаева, 1973), где в его составе присутствуют батиуриды (*Bathyuirellus*, *Uromystrum*, *Omuliovia*), а также *Calypptaulax*, *Carolinites*, *Cybelopsis* и др. В Казахстане и других западных районах комплекс аренига менее отчетлив, в то время как лланвирские трилобиты установлены по обе стороны от Средней Сибири. На востоке в ряде районов Северо-Восточной Азии появляются батиуриды (*Uromystrum*), плиомериды (*Pliomerellus*, *Pliomera*), а также *Calypptaulax*, *Kolymella*, *Heliomera*, *Eorobegia* и др. Обращает на себя внимание появление в составе этого комплекса ряда "вайтрокских" трилобитов (Ross, Ingham, 1970; Чугаева, 1972, 1973).

В Казахстане в составе лланвирнского комплекса многочисленны плиомериды (*Pliomerina*, *Pseudomera*, *Colobinion*, *Kanoshia*), рафиофориды (*Bulbaspis*, *Raphiophorus*, *Raymondella*, *Ampyxinella*), глафуриды (*Glaphurina*, *Telephina*, *Carolinites*, *Goniophris*), а также *Eorobergia*, *Endymionia*, *Cybelurus*, немногие *Bathyruridae*. Здесь также присутствуют роды, обычные для "вайтрокской" фауны.

В Алтае-Саянской горной области в составе трилобитов лланвирна заметную роль играют роды, известные как в Казахстане, так и в Северо-Восточной Азии (*Pliomerellus*, *Eorobergia*, *Calyp-
taulax*, *Carolinites*, *Bulbaspis* и др.). С некоторыми изменениями этот комплекс прослеживается и на Урале. На Полярном Урале его состав особенно близок к комплексу Северо-Восточной Азии (устное сообщение А.З. Бурского). На южном Урале (Варганов, Анцыгин, 1973) трилобиты американо-сибирского типа (*Heliomera*, *Kawina*, *Goniophrys* и др.) сочетаются с балтийскими элементами.

Лландейловские и карадокские трилобиты Средней Сибири широко распространены. В начале этого времени в их составе заметную роль играют батиуриды (*Ermanella*, *Bathyrurellus*), а также *Calyp-
taulax*, *Homotelus*, *Ceraurina*, а позднее лидирующее значение имеют монаракеиды, некоторые роды которых проникают далеко на восток вплоть до Чукотки.

Позднеордовикские трилобиты Средней Сибири редки и однообразны, а на Северо-Востоке пока плохо изучены. Но даже имеющиеся данные позволяют говорить о том, что в позднем ордовике американо-сибирская фауна не проникала в районы востока и северо-востока Средней Сибири.

Из сказанного вытекает, что американо-сибирский тип фауны достиг своего максимального площадного распространения в конце эренига - лланвирне. Начиная с лландейловского времени ареал его заметно сокращается, сначала с западной стороны, а в позднем ордовике и с восточной. В позднем ордовике область развития этой фауны ограничивается лишь Средней Сибирью и, возможно, югом Таймыра.

Распространение типов фауны показывает биогеографическую приуроченность к определенным зонам или поясам - американо-сибирскому, балтийскому и палеотетическому. Эти пояса, несмотря на отчетливую специфику состава трилобитов в каждом из них, не были строго изолированными какими-то непреодолимыми преградами, полностью препятствовавшими взаимному обмену фауной. Имеются такие районы, где можно наблюдать совместное сосуществование различных типов фауны.

Предполагается, что положение биогеографических поясов контролировалось в первую очередь климатическим фактором, определявшим распределение палеотемператур, направление палеотечений и пр. (Spjeldnaes, 1961; Чугаева, 1973). Поэтому можно далее предположить, что американо-сибирский пояс занимал центральную приэкваториальную или тропическую зону, балтийский - субтропическую или умеренную, а палеотетический - нотальную.

Границы поясов в течение ордовика не оставались постоянными. В начале ордовика в нотальный пояс входили районы Средней Азии и Казахстана, субтропический или умеренный пояс протягивался от Прибалтики через Новую Землю и Вайгач на юг Урала, а Средняя Сибирь и Северо-Восточная Азия входили в приэкваториальный пояс.

В конце аренига — начале лланвириа границы приэкваториального или тропического пояса сместились к югу и американо-сибирский тип фауны достиг в это время максимального распространения. Со второй половины ордовика начинается сокращение тропического пояса, смещение его границ в сторону экватора и распространение в Казахстане и на Урале палеотетической фауны, проникавшей с юга.

В начале позднего ордовика подобное смещение границ тропического пояса в сторону экватора наблюдается с северной стороны, и в Северо-Восточной Азии на смену американо-сибирской фауне в начале позднего ордовика появляются в "биогермах" трилобиты балтийского типа, а терминальный ордовик здесь, как и с южной стороны тропического пояса (Казахстан, Средняя Азия, осевая зона Прибалтики), характеризуется присутствием *Mucronaspis*.

Подобные изменения границ поясов, скорее всего, отражают палеоклиматические колебания. И направленное смещение границ тропического пояса в сторону экватора, вероятно, вызвано нарастающим похолоданием климата к концу ордовика.

ABSTRACT

The definite families and specific genera of trilobites determinate the type of faune in each biogeographical province established for the Ordovician throughout the world. Three of them are established over the vast territories in the USSR as well.

(1) The Palaeotethyan type with trinucleids, calymenids, *Taihungshania*, *Asaphellus* persisted in Central Asia (Pamir especially) throughout the Ordovician. By the Llandeilo time the fauna began to penetrate into Kazakhstan and from time to time into the Urals. In the last region some palaeotethyan genera (*Elexicalymene*, *Broeggerolithus*) coexisted with the Baltic ones (*Asaphus*, *Neoasaphus*), *Estoniops*, *Conolichas* in the early Caradocian; during the Llandeilo and up to the Ordovician more and more palaeotethyan genera penetrated into Kazakhstan (Cycopygids, trinucleids, *Dionide*, *Didymene*, *Opsimasaphus*). There immigrants were accompanied by many indigenous genera. A few trinucleids and calymenids appeared by the Late Ordovician in the Baltic area. The palaeotethyan terminal Ashgillian fauna *Mucronaspis* was widespread especially; it was found in the Pamirs, Kazakhstan, part of Baltic region from the one side and in the Kolyma river basin from the other.

(2) The Baltic type of fauna developed steadily over the Russian platform; Early and Middle Ordovician trilobites of the type have been found in the south Vaigach and Novaya Zemlya Islands and on the Pay-Khoy mountains as well. Some Baltic genera (*Cyrtometopus*, *Platillaenus*, *Pliomera*) appeared in the Southern Urals in the early Middle Ordovician where they coexisted

with representatives of the American-Siberian ones (*Kawina*, *Heliomera*, Bathyrurids), *Asaphids*, *Conolichas* *Platylichas* are well known in the Caradocian of the Urals too.

3. The American-Siberian type of fauna (with bathyrurids, hystericurids in the lower part and monorakeids in the upper part of the Ordovician) persistently was presented in the Middle Siberia, South Taimyr and throughout the Northeastern Asia. The expansion of this fauna culminated in the early Middle Ordovician. In addition to the main region of habitation it is recognized in Sayany-Altai mountains and Kazakhstan. Since that time the realm with American-Siberian fauna had started gradually to narrow and in the Late Ordovician was limited by Middle Siberia South Taimyr and extreme western areas of Northeastern Asia. By this time the abundance of the trilobites in Middle Siberia significantly decreased and they lost the leading role in the palaeobiota. In the Kolyma river basin the beginning of the Late Ordovician was marked by the appearance of "bioherm" limestones. They contained very remarkable fauna well known from the approximately contemporaneous levels in Kazakhstan, Salair, Sweden, North England, East Ireland up to Quebec.

All the evidences taken together strongly suggest: (1) Realm with the American-Siberian fauna has occupied the central position symmetrically framing by the realms with the other ones; (2) however no fast or hard line defined the realms, and merging is seen in marginal areas (for example in the Urals); (3) the realms have not been temporarily and spatially stable and their boundaries have displaced during the Ordovician.

It is assumed that the palaeoclimat was of the main importance in directing the spatial distribution of the types of fauna under consideration. The progressive narrowing of band like presumably "equatorial" American-Siberian realm and spreading of the Palaeotethyan one are a reflection of an increasingly colder spell.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. I. 1968. Под ред. А.П. Виноградова.
- Балашова Е.А. 1966. Трилобиты из ордовикских и силурийских отложений Памира. - Труды Упр. геологии Сов. Министров Тадж.ССР, вып. 2. "Палеонтология и стратиграфия". М., "Недра".
- Балашова Е.А. 1967. Стратиграфическое значение ордовикских трилобитов и характер их распространения на земном шаре. - Вестн. ЛГУ, № 12.
- Бондарев В.М., Бурский А.З. и др. 1970. Опорный разрез ордовика Пай-Хоя, Вайгача и юга Новой Земли. Л., Изд. НИИГА.
- Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я. и др. 1973. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М., "Недра".
- Вебер В.Н. 1948. Трилобиты силурийских отложений СССР. - Монография по палеонтологии СССР, т. XIX, вып. 16. "Нижнесилурийские трилобиты" Л., Гостоптехиздат.
- Мяньиль Р.М. 1966. История развития Балтийского бассейна в ордовике. Таллин, "Валгус".
- Никитин И.Ф. 1972. Ордовик Казахстана, ч. I. "Стратиграфия". Алма-Ата, "Наука" Каз.ССР.

- Петрунина З.Е. 1966. Трилобиты и биостратиграфия тремадока западной части Саяно-Алтайской горной области. Автореф. канд. дис. Алма-Ата.
- Розова А.В. 1968. Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика северо-запада Сибирской платформы. — Труды Ин-та геол. и геофиз., СО АН СССР, вып. 36. М., "Наука".
- Рыымусокс А.К. 1970. Стратиграфия вируской и харьюской серий (ордовик) Северной Эстонии, I Таллин, "Валгус".
- Чугаева М.Н. 1968. Биогеографические области конца раннего ордовика (аренига) по трилобитам. — Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 9. "Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы". М., "Наука".
- Чугаева М.Н. 1972. Обзор ордовикских трилобитов Северо-Востока СССР. — Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов, проблема 7. "Палеонтология". М., "Наука".
- Чугаева М.Н. 1973. Трилобиты. — Труды ГИН АН СССР, вып. 213. В кн. "Биостратиграфия нижней части ордовика Северо-Востока СССР и биогеография конца раннего ордовика".
- Чугаева М.Н. 1975. Трилобиты позднего ордовика Северо-Востока СССР. — Труды ГИН АН СССР, вып. 273.
- Dean W.T. 1967. The distribution of ordovician Shelly faunas in the Tethyan Region. — In Syst. Assoc. Publ., N 7. "Aspects of Tethyan biogeography".
- Kobayashi T. 1971. The Cambro-Ordovician faunal provinces and the interprovincial correlation. — J. Fac. Sci. Tokyo, sect II, v. 18, N 1.
- Ross R.Y. Jr., Ingham Y.K. 1970. Distribution of the Toquima — Table Head (Middle Ordovician Whiterock) faunal realm in the northern hemisphere. — Bull. Geol. Soc. America, v. 81.
- Spjeldnaes N. 1961. Ordovician climatic zones. — Norsk geol. tidsskr. bd. 41, h. 1.
- Whittington H.B. 1963. Middle Ordovician trilobites from Lower Head, Western Newfoundland. — Bull. Mus. Compar. Zool. Harvard, 129.
- Whittington H.B. 1966. Phylogeny and distribution of Ordovician trilobites. — J. Paleontol., 40.
- Whittington H.B. 1973. Ordovician trilobites. — In: "Atlas of Palaeobiogeography". Hallam ed.
- Whittington H.B., Hughes C.P. 1972. Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. — Philos. Trans. Roy. Soc. London, Ser. B. Biol., v. 263, N 850.

Х. С. РОЗМАН

ЗООГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПОЯСНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СЕВЕРНОЙ АЗИИ ПО ОРДОВИКСКИМ БРАХИОПОДАМ

В последние годы разнотипные брахиоподовые комплексы все чаще привлекаются в качестве индикаторов зоогеографии (Spjeldnaes, 1960, 1967; Kay, 1969; Williams, 1969, 1973; Ross, Ingham, 1970, Sheehan, 1973, Burret, 1973).

В подобных разработках использованы отрывочные сведения об ордовикских брахиоподах Северной Азии, что не позволяло оценить

соотношение последних с одновозрастными, изученными из других регионов Евразии и Северной Америки.

В рамках краткого очерка мы остановимся на основных типах брахиоподовых комплексов, особенностях формирования этих типов в интервале, отвечающем лландейло-ашгиллу, т.е. верхнему отделу ордовика по Лэпворту, и на соотношениях с другими типами, известными за пределами Северной Азии.

Проведенный сравнительный анализ позднеордовикских брахиопод Северной Азии позволяет говорить об их двух типах, различающихся соотношениями родов: 1) широко распространенных в составе сибирских и канадских (на периферии Канадского щита) комплексов, 2) отличительных для хорошо известных шотландско-аппалачских комплексов, 3) характерных для балто-скандинавских и близких к ним англо-уэльских комплексов и 4) эндемичных родов.

Так, первая группа родов – в комплексах ринхонеллидно-строфоменидно-ортидного состава – характеризует канадско-сибирский тип; вторая группа родов – в комплексах плектамбонитидно-строфоменидно-ортидного состава – шотландско-аппалачский тип. Роды третьей и четвертой групп являются резко подчиненными в комплексах рассматриваемых двух основных типов.

Прослеживая формирование канадско-сибирского типа в Северной Азии, необходимо обратить особенное внимание на начальные стадии.

Наиболее ранние комплексы канадско-сибирского типа – из криволучского горизонта средней Сибири – являются строфоменидно-ортидными. Однородность этих широко распространенных комплексов, известных от правобережья Енисея до Чукотки, была обусловлена содержанием: *Hesperorthis ignicula* (Raym.), *Evenkina anabarensis* Andr., *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *Oepikina amara* (Andr.) и *Strophomena simplex* Andr. (Никифорова, Андреева, 1961; Чугаева, Розман, Иванова, 1964; Орадовская, 1968, 1970).

В Сибири появлению этой фауны предшествовал перерыв в осадконакоплении, в связи с чем трудно оценить степень обновления. Но на Северо-Востоке, где в непрерывных разрезах прослежены последовательно сменяющиеся комплексы эльгенчакского и лачугского горизонтов (Чугаева, Розман, Иванова, 1964; Орадовская, 1968; Чугаева, Орадовская и др., 1973), устанавливается характер обновления на рубеже эльгенчакского и лачугского времени – у границы зоны *Paraglossograptus etheridgei* – *Cardiograptus crawfordi* и зоны *Glyptograptus teretiusculus*. У этого рубежа произошли резкие изменения таксонов высокого ранга (рис. 1): исчезли древние *Porambonitacea* – *Syntrophiidae*, резко изменились *Orthacea* и *Clitambonitacea*, появились *Strophomenacea* и *Plectambonitacea*, а в отдельных районах (в Эльгенчакских горах) и *Rhynchonellacea*.

Резкие изменения в составе надсемейств и семейств брахиопод, трилобитов и остракод, отмечаемые у подошвы зоны *teretiusculus*, заставляют принимать этот биостратиграфический рубеж в качестве границы нижнего и верхнего отделов ордовика. В целом начальная стадия формирования брахиоподовой фауны канадско-сибирского типа

Система	Отдел	Надсемейства и семейства						
		<i>Orthacea</i>	<i>Clitambonitacea</i>	<i>Triplesia-</i> <i>cea</i>	<i>Plectambonitacea</i>	<i>Strophomenacea</i>	<i>Rhynchonellacea</i>	<i>Parambonitacea</i>
Ордовикская	Ярус	Нижний						
		Средний						
		Верхний						
Ярус	Карабукский	Арктический						
		Лавдейловский						
		Лачугский						
Горизонт	Калычанский	Хитинский						
		Эльгенчакский						
		Рибенбургский						
		<i>Orthellidae</i>						
		<i>Pleambonitidae</i>						
		<i>Orthidae</i>						
		<i>Polytaenichidae</i>						
		<i>Hesperanimitidae</i>						
		<i>Clitambonitidae</i>						
		<i>Triplesidae</i>						
		<i>Soverbyellidae</i>						
		<i>Triplesidae</i>						
		<i>Soverbyellidae</i>						
		<i>Strophomenidae</i>						
		<i>Oligorhynchidae</i>						
		<i>Syntrophopsidae</i>						
		<i>Parambonitidae</i>						
		<i>Tetraohullidae</i>						
		<i>Camersitidae</i>						
		<i>Camersitidae</i>						

Рис. 1. Сравнительный состав надсемейств и семейств ранних брахиоподовых комплексов канадско-сибирского типа

в Северной Азии, сменившей порамбонитидно-ортидную, падает на начало позднего ордовика — зону *teretiusculus*.

Следующее, менее значительное обновление было связано с широким распространением ринхонеллид (*Rostricellula*), в связи с чем сибирские раннечертовские комплексы и отвечающие им по составу северо-восточные раннекалычанские — из низов зоны *gracilis* стали существенно ринхонеллидно-строфоменидно-ортидными. Таким образом, в интервале зон *teretiusculus* — *gracilis* в пределах Сибири и Северо-Востока СССР происходило становление ринхонеллидно-строфоменидно-ортидной фауны, отвечающей по составу северо-американской чезийской.

Более поздние обновления не изменили основных особенностей фауны этого типа, наиболее последовательно прослеживаемой в сибирских разрезах (Никифорова, Андреева, 1961; Ядренкина, 1965, 1969, 1970, 1974; Розман, 1969, 1972, 1973). Родовой и видовой состав криволуцкого, мангазейского, долборского и кетского сибирских комплексов, соответствующих интервалу лландейло-ашгилл, свидетельствует о длительном и постепенном формировании брахиоподовой фауны канадско-сибирского типа.

Большой интерес представляет сопоставление наиболее заметных рубежей обновления сибирской фауны с однотипной североамериканской (из серий шамплейн и цинциннати).

1. Появление строфоменидно-ортидной фауны в Северной Азии (в криволуцком и лачугском горизонтах) сопоставимо с появлением в Северной Америке однотипной раннечезийской фауны, датируемой по конодонтам самыми низами зоны *teretiusculus*.

2. Обновление, устанавливаемое по появлению и широкому распространению ринхонеллид (в низах мангазейского и калычанского горизонтов), отвечает вспышке видообразования ринхонеллид конца чеши, которая датируется по конодонтам низами зоны *gracilis*.

3. Обновление сибирского позднемангазейского (баксанского) комплекса, прослеживаемое по исчезновению *Mimella* и *Atelelasma*, наряду с развитием *Hesperorthis*, *Glyptorthis*, *Rostricellula*, *Triplesia* и *Strophomena*, отвечает обновлению трентонского комплекса — зоне *Orthograptus truncatus intermedius*.

4. Более значительное обновление было связано с появлением элементов типичной долборской фауны — характерных видов родов *Glyptorthis*, *Triplesia*, *Strophomena*, *Rostricellula* и *Lepidocycloides*, встречаемых вместе с кораллами и головоногими, близкими к североамериканским из комплексов раннего цинциннати.

В связи со сказанным выше, эта стадия обновления сибирских брахиопод в основании долборского горизонта сопоставляется с обновлением у подошвы серии цинциннати — в основании зоны *Orthograptus quadrimucronatus*.

5. Наиболее позднее обновление сибирских брахиопод, прослеживаемое по вспышке формообразования ринхонеллид бурского комплекса, сопровождаемых кораллами, строматопороидеями, головоногими и конодонтами, общими и близкими к позднецинциннатским из ричмондских комплексов, отвечает ричмонду — зоне *Dicellograptus complanatus ornatus*. В связи с последним, верхняя граница распространения брахиопод канадско-сибирского типа, по-видимому, находится в пределах среднего ашгилла (рис. 2).

Одновременно с фауной канадско-сибирского типа в Северной Азии происходило формирование и фауны шотландско-аппалачского типа — плектамбонитидно-строфоменидно-ортидной. Развитие этой фауны наиболее последовательно прослежено (Севергина, 1960, 1965, 1967, 1972) по лландейльско-ашгилльским алтае-саянским

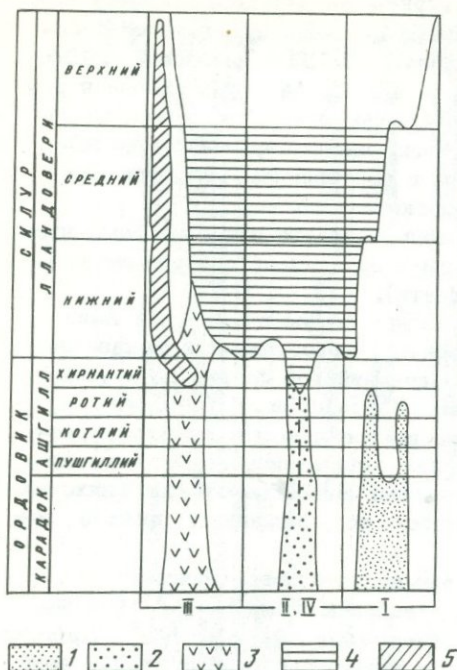


Рис. 2. Схема соотношения разнотипных ашгилльских брахиоподовых фаун

1 - канадско-сибирская фауна; 2 - шотландско-аппалачская фауна; 3 - европейская фауна Hirnantia; 4 - позднеашгилльская и лландоверийская фауна с Plectambonitacea; 5 - лландоверийская фауна с Clarkeia; I - Канадско-Сибирский пояс; II, IV - Норвежско-Казахстанский пояс и Кольмо-Аляскинский пояс; III - Европейский пояс

комплексам, тогда как пока еще недостаточно изученные западно-монгольские однотипные комплексы представлены разобщенными лландейльским и карадокским комплексами, а в пределах Северо-Востока СССР известны разобщенные карадокские (Розман, 1968; Орадовская, 1968).

В отличие от наиболее ранних строфоменидно-ортидных комплексов канадско-сибирского типа, одновозрастные с ними лландейльские алтае-саянские и западномонгольские комплексы отличались содержанием таких характерных Plectambonitacea, как *Isophragma*, *Leptellina*, *Apatomorpha*, *Palaeostrophomena*, и *Strophomenacea - Christiania*, обычных для фаун шотландско-аппалачского типа: комплекса Стинчар Шотландии (Williams, 1962), комплекса Арлин Восточных Аппалачей (Cooper, 1956; Bergström, 1973).

При этом в составе одновозрастных алтае-саянских и западно-монгольских комплексов выявляются незначительные отличия: в алтае-саянских - *Orthis* являются более разнообразными, а среди *Strophomenacea* отсутствует род *Christiania*, обильно представленный в западномонгольском комплексе.

Разнообразие *Orthis* в алтае-саянских комплексах сохранилось и позже - при обновлении в конце раннего карадока (позднебугурьшихинском времени), когда появились и разнообразные *Epletacea* и *Plectambonitacea*, роды которых были в основном характерными для шотландско-аппалачской фауны.

С конца раннего карадока фауна этого типа впервые появилась и в пределах Северо-Востока — в интервале зоны *peltifer* харкинджинского горизонта, откуда М.М. Орадовской (1968) изучены виды родов *Hesperorthis*, *Glyptorthis*, *Plectorthis*, *Oxoplecia*, *Sowerbyella*, *Ptychoglyptus*, *Oepikina*, *Christiania* и *Camerella*.

В длительном формировании лландейло-ашгильской алтае-саинской фауны наиболее значительным представляется одно из обновлений — у подошвы зоны *Dicranograptus clingani*, связанное с появлением в чакырском комплексе ранних *Atrypasea* и изменением *Ortnhasea*. Очевидно, этому же рубежу соответствовало в Западной Монголии появление фауны с видами родов *Boreadorthis*, *Chaulistomella*, *Glyptorthis*, *Eoplectodonta*, *Strophomena*, *Glyptomena*, *Kjerulfina* и др. Несмотря на отсутствие в западномонгольском комплексе *Atrypasea*, он сопоставим с алтае-саинским из низов чакырского горизонта по содержанию общих и близких видов родов *Boreadorthis*, *Chaulistomella*, *Strophomena*, а по содержанию видов *Eoplectodonta*, *Kjerulfina* и *Leptaena* отвечает комплексу, изученному в низах горизонта лонгвиллий Великобритании. Различия в составе этих разновозрастных комплексов Алтае-Саянской обл. и Западной Монголии, очевидно, были связаны с разными условиями их обитания.

В пределах Северо-Востока СССР фауна, отвечающая алтае-саинской или западномонгольской в интервале зоны *Dicranograptus clingani*, пока не известна. Но комплексы последующего интервала — зоны *Pleurograptus linearis*, — выявленные на Северо-Востоке (Розман, 1968, 1970; Николаев, Орадовская и др., 1974), близки к

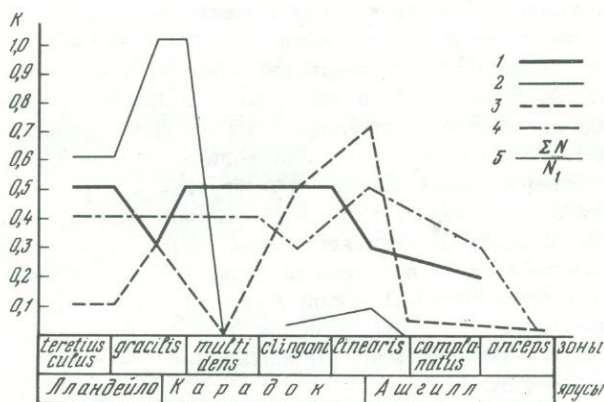


Рис. 3. Зоогеографическая общность верхнеордовикских брахиоподовых фаун

1 — Сибирь и Канада, 2 — Сибирь и Северо-Восток СССР; 3 — Сибирь и Алтае-Саянская горная область; 4 — Алтае-Саянская горная область и Шотландия; 5 — коэффициент общности (K): ΣN — общие роды сравниваемых комплексов, N_1 — роды более малочисленного из сравниваемых комплексов

однóвозрастным алтае-саянским из верхов чакырского и из диеткенского горизонтов (Севергина, 1965, 1972) не только по содержанию *Enteletacea* и *Plectambonitacea*, но и по составу ранних *Atrypacea* — из *Spirigerina* и *Catazyga*. Эти три надсемейства остаются характерными и для более поздних ордовикских алтае-саянских комплексов из орловского горизонта, тогда как для северо-восточных комплексов наиболее отличительным было присутствие ранних *Pentameracea*, в отдельных районах ассоциирующихся с *Atrypacea* и с *Rhynchonellacea*.

В целом со времени *peltifer* до конца ордовика в Северной Азии определилось устойчивое соотношение ареалов брахиоподовых комплексов: ринхонеллидно-строфоменидно-ортидных в Сибири, плектамбонитидно-строфоменидно-ортидных в Алтае-Саянской горной области, в Западной Монголии и на Северо-Востоке СССР. Установившееся соотношение ареалов, по-видимому, не исключало эпизодических проникновений отдельных родов и видов, как, например, *Boreadorthis* и *Lepidocyclus*, известных в интервале *clingani* — *linearis* в разнотипных комплексах сибирского и алтае-саянского ареалов; еще более характерным было расселение в конце ордовика (в ашгилле) представителей *Evenkorhynchia*, известных и в ринхонеллидно-строфоменидно-ортидном бурском комплексе Сибири и в атрипидно-пентамеридном северо-восточном (в Селенняхском крае).

Выделяя два типа брахиоподовых комплексов Северной Азии, мы подходим к их соотношению с разнотипными фаунами других обширных регионов (рис. 3).

При сопоставлении лландейльских и раннекарадокских комплексов выявлены высокие коэффициенты общности ($K = 0,6-0,7$) для сибирских, северо-восточных и канадских комплексов, с одной стороны, и для алтае-саянских и шотландских — с другой. Подчеркивая высокую степень общности лландейльских и раннекарадокских комплексов канадско-сибирского типа, необходимо отметить и их широкое распространение как в Северной Азии, так и в Северной Америке, где они были связаны с шельфом тепловодных бассейнов. Влияние фауны шотландско-аппалачского типа, развивавшейся одновременно с канадско-сибирской: в Северной Азии — в Алтае-Саянской обл. и в Западной Монголии, в Северной Америке — в Восточных Аппалачах, проявилось в это время в проникновении отдельных родов *Plectambonitacea* — *Sowerbyites*, *Titanambonites* — в ареалы канадско-сибирской фауны.

Состав лландейльско-раннекарадокских комплексов Алтае-Саянской обл. и Западной Монголии отражает их устойчивую связь с многочисленными комплексами шотландско-аппалачского типа, известными в Евразии: в Казахстане, на Урале, в Скандинавии, Шотландии, Западной Ирландии, и в Северной Америке — в Аппалачах (см. рис. 3).

Появление фауны шотландско-аппалачского типа в пределах Северо-Востока в интервале *peltifer* положило начало зоогеографической

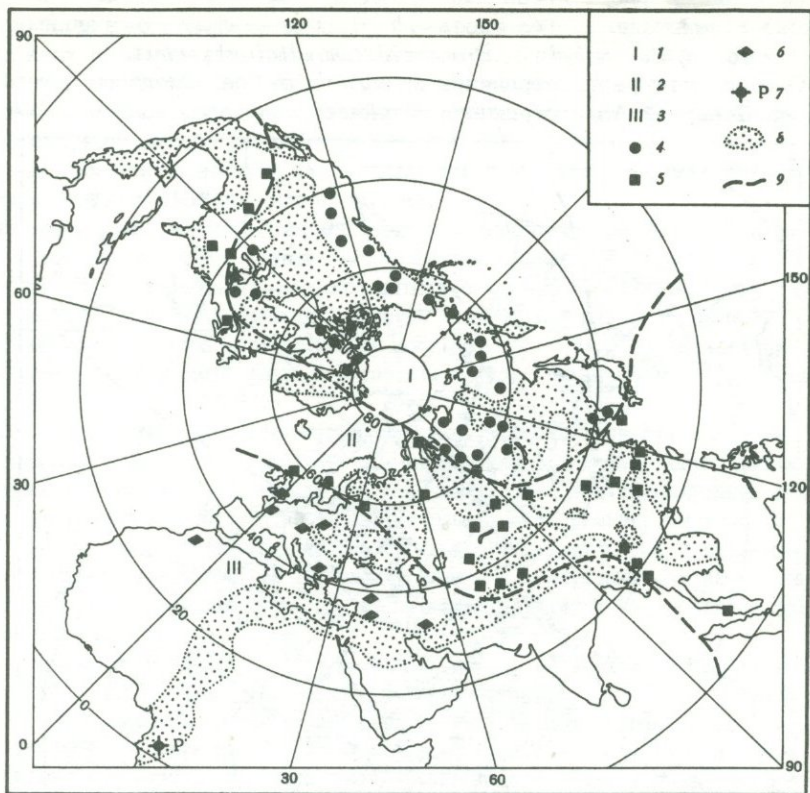


Рис. 4. Схема зоогеографических поясов начала кародака

1-I - Канадско-Сибирский пояс; 4 - местонахождения фаун: ринхонеллидно-ортидно-строфоменидной брахиоподовой, багиуридной трилобитовой, актиноцератидной цефалоподовой, кораллово-мшанковых биогермов

2-II - Казахстанско-Аппалачский пояс; 5 - местонахождения фаун: плектамбонитидно-строфоменидно-ортидной брахиоподовой, ремплеуридной трилобитовой, ортоцератидной цефалоподовой, кораллово-мшанковых биогермов

3-III - Европейский пояс, 6 - местонахождения фаун: дальманеллидно-совербиеллидно-строфоменидной и плектамбонитидно-дальманеллидной брахиоподовых, селенопельтидной трилобитовой; цефалоподовые и коралловые фауны не известны; 7 - положение полюсов; 8 - суха; 9 - границы зоогеографических поясов

обособленности Колымской обл. Эта обособленность сохранилась до конца ордовика, когда ашгильская фауна Северо-Востока с ранними *Pentameracea* и *Atrypasea* резко отличалась от сибирской: если наиболее поздняя сибирская ордовикская фауна из бурского комплекса с унаследованным ринхонеллидно-строфоменидно-ортидным составом сопоставима с позднецинциннатской ричмондской, то наи-

более поздние ордовикские комплексы Северо-Востока близки к норвежско-казахстанским (из слоев 5b и их аналогов) с ранними *Pentameracea*, *Eoconchidium*, *Proconchidium* и *Hollorhynchus*.

Особенности распространения разнотипных брахиоподовых комплексов Северной Азии отражают устойчивую поясную зоогеографи-

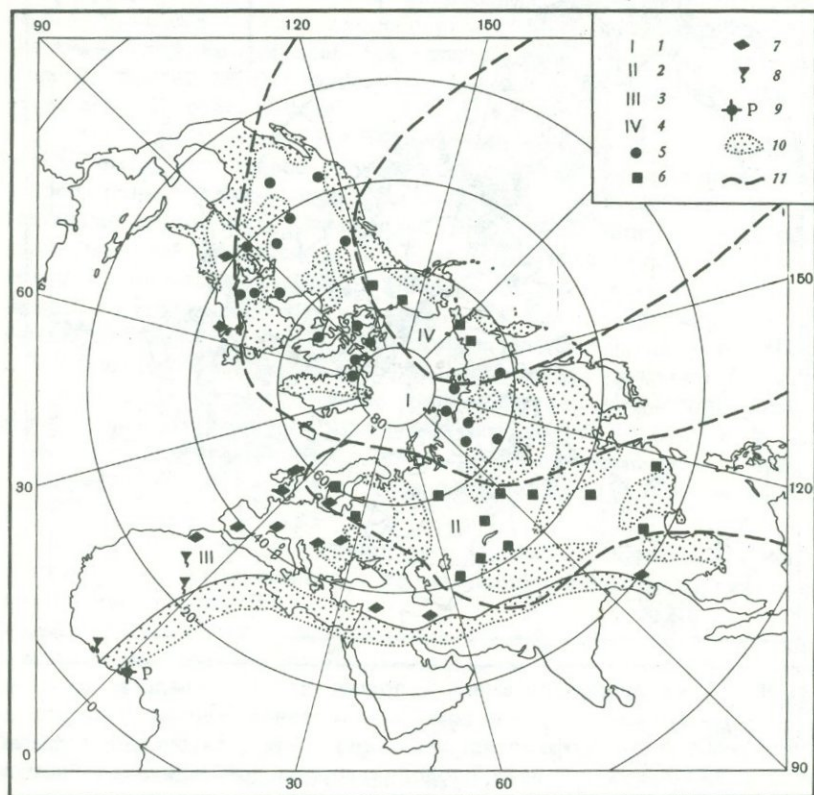


Рис. 5. Схема зоогеографических поясов ашгилла

1-I - Канадско-Сибирский пояс; 5 - местонахождения фаун: ринхонеллидно-строфоменидной брахиоподовой, ремоплеуридной трилобитовой, актиноцератидной цефалоподовой, обильных биогермов кораллов, строматопороидей и мшанок

2-II - Норвежско-Казахстанский пояс; 6 - местонахождения фаун: брахиоподовых - с ранними *Pentameracea*, ремоплеуридных трилобитовых, ортоцератидных цефалоподовых, обильных биогермов кораллов, строматопороидей и мшанок

3-III - Европейский пояс; 7 - фауны: брахиоподовая - комплекс *Hirnantia*, трилобитовая - комплекс *Dalmanitina mucronata*

4-IV - Колымско-Аляскинский пояс с фаунами, крайне близкими к норвежско-казахстанским (6)

8 - местонахождения ледниковых отложений; 9 - положение полюсов; 10 - суша; 11 - границы зоогеографических поясов

ческую зональность ордовика, при которой в бассейнах срединного пояса были распространены фауны канадско-сибирского типа, а в бассейнах окаймляющих поясов — шотландско-аппалачского (рис. 4, 5). Фауна европейского типа — дальманеллидно-совербиеллидно-строфоменидная североамериканская и плектамбонитидно-дальманеллидная средиземноморская — не известна в Северной Азии, хотя отдельные элементы англо-уэльских комплексов выявлены в составе алтае-саянских и западномонгольских.

В таком же соотношении находятся и ашгильские фауны Северной Азии, из которых канадско-сибирская характерна для срединного пояса, а норвежско-казахстанская с ранними *Pentameracea* и *Atrypacea* — для окаймляющих поясов. Отметим, что в пределах этих краевых поясов в отдельных комплексах отмечены единичные элементы европейской фауны *Hirnantia* (виды *Eostropheodonta*) (Владимирская и др., 1972).

Выявление поясной зоогеографической зональности ордовика и установление времени наиболее значительных миграций однотипных ордовикских фаун представляется определяющим для проведения межконтинентальных корреляций. В этом плане исходными данными служат выводы о дифференцированности североамериканских и североазиатских фаун и об устойчивых связях сибирской фауны с канадской, а алтае-саянской и западномонгольской с шотландской и аппалачской.

В свете поясной зоогеографической зональности более обоснованно могут быть решены и вопросы палеогеографии ордовика. Устойчивые пути миграции однотипных фаун заставляют судить о сближенном положении шельфов Евразии и Северной Америки, но при этом передвижки континентальных плит, окаймленных бассейнами с однотипными шельфовыми и эпиконтинентальными фаунами ордовика, контролируются пределами зоогеографических поясов, которым принадлежат эти фауны.

ABSTRACT

A comparative analysis of Ordovician brachiopods of North Asia enables us to distinguish assemblages of two principal types within it: Canadian-Siberian and Scottish-Appalachian. The assemblages of the Canadian-Siberian type — rhynchonellid-strophomenid-orthid fauna, in the Llandeilo-Early-Caradoc were widespread in Siberia and on the North-East of the USSR, later their areal being confined to Siberia. The Scottish-Appalachian assemblages — plectambonitid-strophomenid-orthid fauna, were distributed since the Llandeilo age in the Altai-Sayany area and West Mongolia, and since the end of the Early Caradoc — in the North-East of the USSR.

The most interesting thing is the correlation of the levels of renovation of the fauna in Siberia and North America.

1. Appearance of the strophomenid-orthid fauna in North Asia (in Krivoluksky and Lachungsky horizons) can be compared with appearance of

the North American monotype Early Chazy fauna dated after conodonts by the lowermost parts of the teretiusculus zone.

2. Renovation established according to appearance and wide distribution of Rhynchonellida (in the lowermost parts of the Chertowsky and Kalychansky subhorizons) corresponds to the outburst of speciation of Late Chazyan Rhynchonellida in the lowermost parts of the gracilis zone.

3. Renovation of the Siberian Baxanian assemblage traced through disappearance of *Mimella* and *Atelelasma*, along with development of *Hesperorthis*, *Glyptorthis*, *Rostricellula*, *Triplesia* and *Strophomena* corresponds to the Trentonian – the Orthograptus truncatus intermedius zone.

4. More considerable, renovation was related to appearance of elements of the typical Dolborian fauna – peculiar species of the *Glyptorthis*, *Triplesia*, *Strophomena*, *Rostricellula* and *Lepidocycloides* genera were founded together with corals and cephalopods similar to North American ones from the Early Cincinnatian assemblages.

Relative to the abovesaid this stage of renovation of Siberian brachiopods – at the base of the Dolborian horizon, is correlated to renovation at the foot of the Cincinnatian series – at the base of the Orthograptus quadrimucronatus zone.

5. The latest renovation of Siberian brachiopods traced according to the outburst of development of Rhynchonellida of the Bursky assemblage accompanied by corals, stromatoporoides, cephalopods and conodonts, common and similar to Late Cincinnatian – from Richmondian assemblages, corresponds to the Dicclograptus complanatus ornatus zone. So, the upper boundary of distribution of the Canadian–Siberian brachiopods appears to be within the Middle Ashgillian.

Together with the Canadian–Siberian type fauna the formation of fauna of the Scottish–Appalachian type – plectambonitid–strophomenid–orthid, took place. The development of this fauna has been most successively traced (Severgina, 1960, 1965, 1967, 1972) by Llandeilo–Ashgillian Altai–Sayany assemblages.

Contrary to the earliest strophomenid–orthid assemblages of the Canadian–Siberian type, synchronous Llandeilo Altai–Sayany and West Mongolian assemblages were characterized by such representative Plectambonitacea, as *Isophragma*, *Leptellina*, *Apatomorpha*, *Palaeostrophomena* and *Strophomenacea*–*Christiania* peculiar to faunas of the Scottish–Appalachian type.

From the end of the Early Caradoc the fauna of this type appeared for the first time within the North–East – in the interval of the peltifer zone from which M.M. Cradovskaya (1968) studied species *Hesperorthis*, *Glyptorthis*, *Plectorthis*, *Oxoplecia*, *Sowerbyella*, *Ptychoglyptus*, *Oepikina*, *Christiania* and *Camerella*.

During a long period of formation of the Llandeilo–Ashgillian Altai–Sayany fauna a considerable renovation was recorded: at the foot of the Dicrograptus clingani zone related to appearance of early Atrypacea in the Chakyrlian assemblage and alteration of Orthacea. The same boundary seems to relate to appearance in West Mongolia of species of the *Boredorthis*, *Chaulistomella*, *Glyptorthis*, *Eoplectodonta*, *Strophomena*, *Glyptomena*, *Kjerulfina* etc.

No fauna corresponding to the Altai-Sayany or West Mongolian one in the interval of the *Dicranograptus clingani* zone has been known up till now within the North-East of the USSR. Assemblages of the subsequent interval of the *Pleurograptus linearis* zone distinguished in the North-East for the Padunsky horizon (Rozman, 1970; Nikolaev, Oradovskaya a. oth., 1974) are similar to synchronous Altai-Sayany ones from the uppermost parts of the Chakyrian and Dietkenian horizons (Severgina, 1965, 1972) not only by composition of Enteletacea and Plectambonitacea, but by composition of early Atrypacea - from *Spirigerina* and *Catazyga*. These three superfamilies remain representative of the later Ordovician Altai-Sayany assemblages - from the Orlovsky horizon, whereas the North-East assemblages were characterized by presence of early Pentameracea associated in some region with Atrypacea and Rhynchonellacea.

On the whole, from the peltifer zone to the end of the Ordovician a stable relationship of areals of brachiopod assemblages was established in North Asia: rhynchonellid-strophomenid-orthid in Siberia, plectambonitid-strophomenid-orthid in the Altai-Sayany mountain area, in West Mongolia and North-East of the USSR.

Distribution peculiarities of brachiopod assemblages of different types in North Asia show the stable belt zoogeographical zonality of the Ordovician where in the basins of the Median belt the faunas of the Canadian-Siberian type were distributed, and in the basins of the framing belts - those of the Scottish-Appalachian type.

The same relationship is characteristic of the Ashgillian faunas of North Asia, from which the Canadian-Siberian one is peculiar to the Median belt, whereas the Norwegian-Kazakhstanian fauna with early Pentameracea and Atrypacea - for the framing belts.

The distinguishing of the zoogeographical zonality of the Ordovician and establishment of time of migration of monotype Ordovician faunas appear to be determining for intercontinental correlations. In this respect initial data are conclusions on differentiation inter North-American and North-Asiatic faunas, as well as on stable relations: a) Siberian and Canadian; b) Altai-Sayany and West Mongolian with Scottish and Appalachian.

ЛИТЕРАТУРА

- Владимирская Е.В., Чехович В.Д., Кривобородова А.В. 1972. Пограничные отложения ордовикской и силурийской систем Алтае-Саянской складчатой области. - Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 63, № 2.
- Никифорова О.И., Андреева О.Н. 1961. Стратиграфия ордовика и силура Сибирской платформы и ее палеонтологическое обоснование. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 56.
- Николаев А.А., Орадовская М.М. и др. 1974. Опорный разрез верхнего ордовика на Северо-Востоке СССР. - В сб. "Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока". Магадан.
- Орадovская М.М. 1968. Брахиоподы Омuleвских и Эльгенчакских гор. - Полевой атлас ордовикской фауны Северо-Востока СССР, Магадан.

- Орадовская М.М. 1970. Стратиграфия ордовика и силура Чукотского полуострова. — Докл. АН СССР, т. 191, № 1.
- Розман Х.С. 1967. Новый раннепалеозойский род *Eoconchidium* (Pentameridae) Селенняхского края (Северо-Восток СССР). — Палеонтол. журн., № 2.
- Розман Х.С., 1968. Брахиоподы Селенняхского края и хребта Сетте-Дабан. — Полевой атлас ордовикской фауны Северо-Востока СССР. Магадан.
- Розман Х.С. 1969. Позднеордовикские брахиоподы Сибирской платформы. — Палеонтол. журн., № 3.
- Розман Х.С. 1970а. Стратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего ордовика хребта Сетте-Дабан и верхнего ордовика Селенняхского края. — Труды ГИН АН СССР, вып. 205.
- Розман Х.С. 1970б. Биостратиграфия и палеобиогеография верхнего ордовика Северо-Востока СССР. — Труды ГИН АН СССР, вып. 205.
- Розман Х.С. 1972. О брахиоподах рода *Maakina*. — Палеонтол. журн., № 2.
- Розман Х.С. 1973. Комплексы мангазейско-долборской фауны ордовика Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Севергина Л.Г. 1960. Брахиоподы (ордовика). — Труды Сибирск. н.-и. ин-та геол., геоф. и минеральн. сырья, вып. 19. "Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области", т. I.
- Севергина Л.Г. 1965. Брахиоподы и биостратиграфия ордовика западной части Саяно-Алтайской Горной области. Автореф. канд. дис. Томск.
- Севергина Л.Г. 1967. Новые виды и роды ордовикских брахиопод Саяно-Алтайской горной области. — Уч. зап. Томск. ун-та, № 63.
- Севергина Л.Г. 1972. Схема стратиграфии средне- и верхнеордовикских отложений западной части Саяно-Алтайской области. — Изв. Кузнецк. отд. Географ. о-ва СССР, вып. 1. Кемерово.
- Чугаева М.Н., Орадовская М.М., Иванова В.А., Яковлев В.Н. 1973. Биостратиграфия нижней части ордовика Северо-Востока СССР и биогеография конца раннего ордовика. — Труды ГИН АН СССР, вып. 213.
- Чугаева М.Н., Розман Х.С., Иванова В.А. 1964. Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР. — Труды ГИН АН СССР, вып. 106.
- Ядренкина А.Г. 1965а. Новые виды брахиопод из верхнекембрийских и ордовикских отложений северо-запада Сибирской платформы. — Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 34, ч. I. Новосибирск.
- Ядренкина А.Г. 1965б. Распространение брахиопод в основных разрезах средне-верхнеордовикских отложений северо-запада Сибирской платформы. — Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 34, ч. I. Новосибирск.
- Ядренкина А.Г. 1969. Схема стратиграфии ордовикских отложений Сибирской платформы по новым данным. — Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 84. Новосибирск.
- Ядренкина А.Г. 1970. О возрасте долборского горизонта Сибирской платформы и о границе среднего и верхнего ордовика. — Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 110. Новосибирск.
- Ядренкина А.Г. 1974. Брахиоподы верхнего кембрия и ордовика северо-запада Сибирской платформы. — Труды Сиб. н.-и. ин-та геол., геофиз. и минер. сырья, вып. 151. Новосибирск.
- Bergström S.M. 1973. Biostratigraphy and facies relations in the Lower Middle Ordovician of Easternmost Tennessee. — Amer. J. Sci., A, v. 273.
- Burrett C. 1973. Ordovician biogeography and continental drift. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v. 13, N 3.

- Cooper G.A. 1956. Chazyan and related Brachiopods. — Washington, Smithsonian Miscellareus collections, v. 127. Washington.
- Kay M. 1969. Continental drift in North Atlantic Ocean. — Amer. Assoc. Petrol., Geologists, mem. 12.
- Ross R.J., Jr., Ingham J. 1970. Distribution of the Toquima-Table Head (Middle Ordovician Whiterock) faunal realm in the northern hemisphere. — Bull. Geol. Soc. America, v. 81, N 2.
- Sheehan P.M. 1973. The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician — Silurian changeover in North American brachiopod faunas.
- Spjeldnaes N. 1961. Ordovician climatic zones. — Norsk geol. tidsskr., bd. 41, h. 1.
- Spjeldnaes N. 1967. The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician in aspects of Tethyan biogeography. — Systematics Assoc. Publ. Londres, 7.
- Williams A. 1962. The Barr and Lower Ardmillian series (caradoc) of the Girvan District, South-West Ayrshire. — Geol. Soc. London, Mem., N 3.
- Williams A. 1969. Ordovician faunal provinces with reference to Brachiopod distribution. — In: "The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales". Wood A (Ed.). Cardiff, Univ. Wales Press.
- Williams A. 1973. Distribution of brachiopod assemblages in relation to Ordovician Palaeogeography. Spec. pap. — Paleontology, 12. System. Assoc. Bull. 9. London.

Д. Л. КАЛЬО

БИОГЕОГРАФИЯ СИЛУРА С ТОЧКИ ЗРЕНИЯ МОБИЛИЗМА И ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИИ

Вопреки широко распространенному мнению о планетарном однообразии силурийского биоса, в последнее время многими исследователями установлены биогеографические провинции силура ("Atlas ... " 1973 и др.). В зависимости от изучаемой группы фауны, методики районирования и использованной палеогеографической (или просто современной географической) основы, биогеография силура представляется весьма различно. Сравнение имеющихся биогеографических районирований показывает и существование некоторых общих черт в их построении, например грубое совпадение отдельных границ провинций по строматопороидеям, табулятам и ругозам (Kaljo, Klaamann, 1973) с таковыми по брахиоподам (Boucot, Johnson, 1973) и т.д. Это говорит о том, что различия районирования, обусловленные методикой работы и использованной географической основой, больше естественных различий в распространении разных групп организмов. Последние закономерны и могут быть учтены при синтезе материала по разным группам организмов.

Мы считаем, что современное зональное расположение биогеографических и климатических поясов симметричное к экватору является общей моделью, которая была действительна, по крайней мере, для большей части фанерозоя. Естественно, каждый период имел свою специфику, но в целом характер модели предопределен

сферической формой нашей планеты и ее положением в солнечной системе.

При помощи этой модели, используя разные палеогеографические реконструкции с разным расположением материков и сопредельных к ним морей, можно выявить закономерности распространения фауны и флоры, объяснить различия в их составе. И именно по этим данным познаются палеоклиматы.

Несомненно, наиболее согласующейся с указанной моделью и логичной будет та схема биогеографического районирования, которая составляется на основе наиболее близкого к бывшему действительному расположению морей и материков.

Проведенный анализ доступного нам материала по строматопороидеям, кораллам, брахиоподам, граптолитам и другим группам показал наибольшую правдоподобность с точки зрения биогеографии силура схемы расположения материков, составленной А. Смитом (Vulman, 1971) для додрейфового времени раннего триаса. Несмотря на ее неточность в отношении силура, она в принципе позволяет логично интерпретировать имеющиеся факты по распространению названных организмов. На основании схемы А. Смита и составленной на этой основе схемы палеоклиматических зон силура (Кальо, в печати) выделяется следующая система биогеографических подразделений.

I — тропическая область с шестью провинциями: Восточно-Американской, Европейской, Кордильерской, Сибирской, Центрально-Азиатской, Австралийской;

II — Малвинокафрическая;

III — Восточно-Азиатские области, располагавшиеся по обеим сторонам тропического пояса и соответствующие умеренному или субтропическому климату.

Краткая характеристика основных признаков и данных по составу фауны и флоры каждого вышеназванного биогеографического подразделения показывает, что в биогеографии кроме давно известной зависимости общего облика биосы от климата весьма существенна правильная интерпретация экологических различий фауны и флоры. Фациальный контроль экосистем обычно имеет значение внутри определенного бассейна и поэтому далеко не всегда может считаться биогеографическим фактором. Для лучшего понимания существа факторов полезна хорошая схема климатических зон.

В итоге следует подчеркнуть роль биогеографии как критерия достоверности мобилистических концепций и то, что многие биогеографические факты встанут на свои места только при их интерпретации с точки зрения мобилизма.

ABSTRACT

Contrary to the widespread view on general cosmopolitanism of the Silurian biota, a number of different biogeographical provinces has been established (see Hallam, 1973). We believe the recent zonal climatological model

and due to it a general arrangement of biogeographical provinces was applicable at least to the whole Phanerozoic. From this point of view the most logical will be a scheme of faunal or floral provinces worked out on the basis of a paleogeographical map showing the real (or close to those) position of ancient continents.

Using as a base-map the pre-drift continental relations compiled by A. Smith (see Bulman, 1971) and a scheme of Silurian palaeoclimatological belts (Kaljo, in press) we distinguish 3 biogeographical realms: 1) tropical one with six provinces – East-American, European, Cordilleran, Siberian, Central-Asian, Australian; 2) Malvinokaffric and 3) East-Asian realm. Two last named realms correspond to either temperate or partly subtropical climate.

ЛИТЕРАТУРА

- Atlas of palaeobiogeography. 1973. Ed. by A. Hallam. Amsterdam, "Elsevier".
Boucot A. J., Johnson J. G. 1973. Silurian Brachiopods. In "Atlas of palaeobiogeography". Amsterdam, "Elsevier".
Bulman O. M. B. 1971. Graptolite faunal distribution. – Geol. J. Spec. Issue, N 4. "Faunal provinces in space and time".
Kaljo D., Klaamann E. 1973. Ordovician and silurian corals. – In "Atlas of palaeobiogeography". Amsterdam, "Elsevier".

Э. И. ВОРОВЬЕВА

ОБСТАНОВКА ПОЯВЛЕНИЯ ПЕРВЫХ ТЕТРАПОД И ВОПРОС ОБ ИХ ПРЕДКАХ

Одно время в палеонтологии широкое распространение получила теория перехода к наземной жизни в условиях засушливого климата позднего девона и пересыхания водоемов (Barrel, 1915). Как показатель подобных климатических условий выдвигалось распространение красноцветных толщ в верхнедевонских отложениях на северных материках и частые находки в них двоякодышащих рыб, с которыми связывалось происхождение наземных позвоночных. Эта теория вынужденного вытеснения предков тетрапод из воды засушливым климатом была модифицирована А. Ромером (Romer, 1933) в гипотезу "переползания" рыб при засухе из водоема в водоем, способствовавшего формированию пятипалой конечности. Позже гипотеза подверглась критике (Goin C., Goin O., 1956), поскольку даже современные амфибии не мигрируют по суше в пустынных условиях при пересыхании водоемов. И когда было показано преимущественное образование красноцветных фаций в условиях муссонного или влажного тропического климата (Krynin, 1949), Ромер (1958) несколько видоизменил ее, подчеркнув, что основное освоение суши

более поздними (карбовыми) амфибиями происходило уже в обстановке влажного климата¹.

Немало сторонников приобрела и теория первичноводного происхождения тетрапод (Ewer, 1955; Eaton, 1960), основой которой послужили исследования примитивных карбовых лабиринтодонтов (Watson, 1926), сохранивших в строении черепа и осевого скелета многие черты рыбной или "переходной" организации, в частности присутствие сенсорных борозд (Sewertzoff, 1926; Schaeffer, 1969)². Формирование пятипалой конечности наземных позвоночных, согласно этой теории, связывалось с приспособлением тетраподных предков к ползанию по дну (Watson, 1926; Sewertzoff, 1926), либо с временным использованием парных плавников для зарывания в ил при пересыхании водоемов, как это наблюдается у рецентных дупной.

В последнее время, пожалуй, наибольшую популярность получила гипотеза "амфибиотического" происхождения тетрапод в обстановке освоения "полуводных" биотопов, близких к условиям мангровых зарослей. Эта гипотеза была почти одновременно высказана И.И. Шмальгаузен (1957, 1964) и Р. Ингером (Inger, 1957), несколько отличаясь в изложении обоих авторов. Рассматривая ихтиостег как переходные формы между рыбами и амфибиями, Шмальгаузен (1957) предполагал, что более древние "протетраподы" выползали из воды лишь для отдыха, поскольку в условиях сильно возросшего относительного веса их тела они не были способны к активному передвижению на суше. Ингер, напротив, признавал активное осваивание полуводных биотопов протетраподами, которые, передвигаясь и питаясь на берегах водоемов, по образу жизни приближались к современным амфибиотическим рыбам³. Как подтверждение существования таких "проземноводных" или "полуамфибий" (Schaeffer, 1965), у которых происходило преобразование плавников в пятипалую конечность и совершенствование других приспособлений к наземной жизни, рассматривается (Татарин, 1972) находка в позднем карбоне США *Hesperoherpeton* (Eaton, Stewart, 1960), по ряду признаков строения конечностей более близкого к рипидистиям, чем к ихтиостегам⁴.

¹ Аналогичные представления на условия адаптивной радиации амфибий ранее были высказаны П.П. Сушкиным (1922).

² Этот довод не считается столь решающим (Татарин, 1972), поскольку органы боковой линии никогда не исчезали у личинок амфибий, а при постоянном водном образе жизни зачастую развиты и у взрослых особей.

³ А.С. Северцов (1972), присоединяясь к последней точке зрения, предполагает, что проблема веса решалась за счет мелких размеров протетрапод.

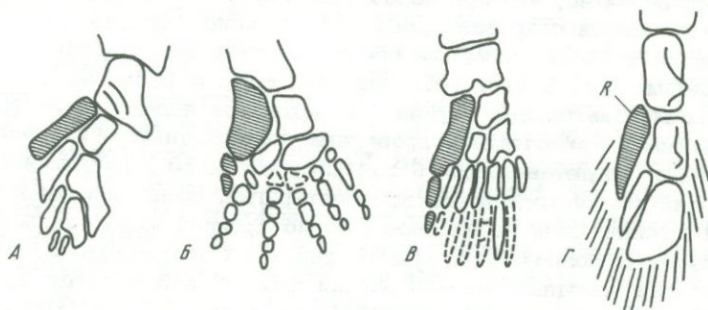
⁴ Имеются в виду необычное для тетрапод слабое расчленение "кисти" и сильно развитые эпикондиллярные отростки на плечевой, лучевой и первой карпальной кости, напоминающие аналогичные отростки на костях, образующих главную ось грудного плавника *Eusthenopteron*.

Причины, побудившие предков тетрапод к выходу на сушу, во многом остаются неясными. В качестве основных факторов, стимулировавших освоение суши, выдвигается обычно наличие свободных полуводных биотопов и конкурентная борьба (перенаселенность) в воде, недостаток кислорода в водоемах и личиночная конкуренция (Шмальгаузен, 1957, 1964; Cowless, 1958; Schaeffer, 1969; Татаринов, 1972; Северцов, 1972).

На основании морфологии известных форм амфибий и кистеперых рыб группы Rhipidistia, предковой для наземных позвоночных, идея о тесной связи первых тетрапод с водой представляется наиболее обоснованной. Вряд ли можно сомневаться, что такие признаки стегоцефалов, как присутствие рудиментов жаберной крышки у крассигиринуса (Panchen, 1973), наличие чешуи, рыбьего хвоста с лепидотрихиями, неподвижное соединение головы с осевым скелетом (у ихтиостег) и слабая связь тазового пояса с крестцом (у эмболомеров) и т.п., унаследованы от форм, ведущих водный образ жизни (Jarvik, 1952). Эти предковые формы, вероятно, обладали многими типичными чертами рыбной организации, и тетраподные признаки у них могли быть скорее всего единичными, как это нередко наблюдается в отношении переходных форм других групп.

Маловероятно, что приспособление первых тетрапод к условиям наземной жизни сопровождалось резкой сменой среды. Постепенность адаптаций к новым условиям обеспечивалась существованием среди кистеперых рыб, в частности остеолепиформов (Воробьева, 1971), ряда последовательных ступеней перехода от пелагических форм к придонным и узкоспециализированным мелководным — стегоцефалоподобным, представлявшим в той или иной мере полуамфибий. В эволюции остеолепиформных крессоптеригий, общепризнанной предковой группы, если не для всех, то по крайней мере для большинства наземных позвоночных (Jarvik, 1960) на протяжении почти всей ее истории (средний девон — ранний карбон) наблюдается многократное появление таких "стегоцефалоподобных" форм (Воробьева, 1974). Последнее на первый взгляд согласуется с представлением, что переход рипидистий на "полуамфибийный", а с него на амфибийный организационный уровень могло происходить параллельно и неоднократно (Schaeffer, 1969). Однако такие "полуамфибии" принадлежат обычно тупиковым ветвям остеолепиформов и ассортимент тетраподных признаков у них, как мы могли убедиться, оказывается весьма различным и неравноценным, охватывая в разной степени те или иные части скелета. Кроме того, тетраподные признаки зачастую сочетаются у них с типично рыбными особенностями и с чертами узкой специализации, явно исключающими возможность происхождения тетрапод от большинства таких кистеперых. Нередко подобные крессоптеригии обнаруживают сходство не с древнейшими первичноводными амфибиями, а с относительно поздними пермотриасовыми вторичноводными лабиринтодонтами (например, удивительное сходство в строении нижней челюсти раннекарбонного *Lamprotolepis* из Якутии с батрахоморфными лабиринтодонтами типа *Dvi-*

nosaurus). Отдельные структуры (или комплексы) у таких стегоцефалоподобных форм могут быть значительно более специализированными, чем у древних и даже типичных рецентных амфибий, — в частности характер дифференциации носовых капсул (Воробьева, 1974). Подобные случаи глубокого сходства объясняются, по-видимому, параллельной или конвергентной эволюцией экологических близких форм кистеперых рыб и амфибий и, хотя нередко служат показателем их филогенетической близости в самом широком смысле, вместе с тем сильно затрудняют выявление фактических предков тетрапод. Все сколько-нибудь конкретные предположения по вопросу об этих предках исходят от палеонтологов. Шведский палеоихтиолог Ярвик (Jarvik, 1960) не придает этой проблеме особого значения, полагая, что такой специализированный представитель остеолепиформов, как позднедевонский *Eusthenopteron*, по характеру строения наиболее важных органов в принципе мог быть исходным для любой из нескольких самостоятельных ветвей тетрапод остеолепиформного происхождения. Другие авторы полагают, что *Eusthenopteron*, как и близкородственные ему формы (эустеноптериды), образуют боковую ветвь рипидистно-тетраподного ствола, развивающуюся по пути усложнения складчатости зубов (Schultze, 1969) и особой "остеолепиформной" специализации (Воробьева, 1974).



Эндоскелет грудных плавников кистеперых (А, В, Г) и передней конечности древнейшей амфибии (Б)

А — *Eusthenopteron* (пятилучевая кисть); В — *Sauripterus* (многолучевая кисть); Г — *Panderichthys* (слитнолопастная кисть); Б — *Ichthyostega* (пятипалая лапа), R — radius

Исходные для тетрапод формы следует, очевидно, искать среди обитателей мелководья (см. рисунок). Среди них по строению свободной конечности близко к амфибиям стоит позднедевонский род *Sauripterus*, по-видимому, ползающая форма¹. Однако поздний геологический возраст (фамен) не позволяет усматривать в последнем предка наземных позвоночных, и в том числе ихтиостег.

¹ Судя по отсутствию лепидотрихий на проксимальном крае его плавника (Howell, 1935).

Некоторые исследователи считали ближайшим к тетраподам более древний род из верхнедевонских (франских) отложений — *Panderichthys*. Этот род сходен с лабиринтодонтами по характеру складчатости зубного дентина (Schultze, 1969), ячеистой скульптурой дермальных костей, а с ихтиостегами также конфигурацией рыла, положением ноздрей, глазниц, общим строением нижней челюсти и расположением костей черепной крыши. В анатомии головы, в частности рыла, пандерихта обнаруживаются черты сходства одновременно с разными группами ископаемых и рецентных амфибий, что потенциально делает эту форму возможным предком и хвостатых амфибий (*Urodela*), происхождение которых до сих пор остается дискуссионным. Однако некоторые специфические черты строения черепа, позвонков, сложность складчатости зубного дентина и весьма специализированный эндоскелет грудных плавников, где дистальные элементы сливаются в единую пластинку (рис. 7), вынуждают видеть в этой форме слепое ответвление от предковой линии, ведущей к тетраподам. К этой же линии принадлежит, по-видимому, и проблематичная *Elpistostege* из позднего девона Канады, занимающая по строению дермальной крыши черепа промежуточное положение между *Panderichthys* и ихтиостегами (Worobyewa, 1973).

Имеющиеся сведения по амфибиям мало что дают для выяснения общего облика их предков, поскольку древнейшие представители (позднедевонские ихтиостегиды Восточной Гренландии) представлены aberrантной группой. Однако обилие разнообразных типов стегоцефалов в карбоне свидетельствует о возможности их начальной дивергенции уже в конце девона. В начале карбона хорошо обособлены батрахоморфная (рахитомы) и рептилиеморфная (эмболомеры или антракозавры) линии апсидоспондильного ствола и микрозавры, относимые обычно к лепоспондильным. В карбоне появляются и другие отряды лепоспондиллов — нектридии, аистоподы, лизорофы, связи между которыми не особенно ясны. Вместе с тем разнообразие фауны ихтиостегид Восточной Гренландии (Jarvik, 1952) и находки отпечатков следов примерно того же возраста в Австралии (Warren, Macefield, 1972) указывают на широкую адаптивную радиацию амфибий в позднем девоне. Присутствие стегоцефалоподобных кроссоптеригий уже в конце среднего девона (Воробьева, 1971) свидетельствует о возможности происхождения тетрапод в это или более раннее время. Известные на сегодня факты приводят к выводу, что все наземные позвоночные монофилетичны в широком смысле и происходят единым стволом от остеолепиформных рипидистий. Вполне вероятно обособление предков тетрапод от среднедевонских остеолепидид типа гиروطихиин. Виды рода *Gyroptychius* эволюционировали сравнительно быстро (на протяжении среднего девона) от придонно-пелагических мелких форм к более крупным обитателям мелководья стегоцефалоподобного (точнее, батрахоморфного) облика. Неполнота палеонтологической летописи не позволяет сейчас решить вопрос о том, пересек ли границу между рипидистиями и лабиринтодонтами один единственный вид (строгая монофилия) или

узкий пучок форм (парафилия), как это предполагается в отношении млекопитающих. В любом случае приходится признать, однако, сравнительно раннее ответвление хвостатых амфибий от общего тетраподного ствола. Морфологическое сходство структур рыла современных *Urodela* и поролепиформных рипидистий могло быть undersøледованным от архаичных остеолепидин, сближающихся в этом отношении с поролепиформами (Воробьева, 1971), либо отчасти могло вторично усилиться в результате параллельной (с поролепиформами) эволюции. Данные биофациального анализа показывают, что условия мягкого влажного климата, наиболее благоприятные для расселения на суше амфибий, тесно связанных с водой по своим морфологическим, физиологическим и биологическим свойствам, возникали периодически, начиная по крайнем мере со среднего девона и именно в местах обитания стегоцефалоподобных рипидистий. Так, на территории Прибалтики (Эстония) в буртниековское время (конец среднего девона), когда там обитал "стегоцефалоподобный" *Gyroptychius*, жаркий и сухой климат сменился влажным субтропическим, что способствовало развитию заболоченных биотопов, заселенных влаголюбивыми растениями — прапапоротниками, хвощами, плаунами (Лярская, 1969). Подобная обстановка была малоблагоприятна для жизни рыб, поскольку способствовала разложению органических остатков и резкому понижению содержания кислорода в воде. Естественно, что способность дышать атмосферным кислородом и ползать по субстрату имела существенное значение и стимулировала более или менее длительные и периодические "экскурсии" полуамфибий на берег, где имелись свободные ниши, еще не освоенные позвоночными. Однако эти факторы могли быть результативными только после того, как организация рипидистий достигла структурного уровня, необходимого для перехода к наземной жизни (Шмальгаузен, 1964).

Нередко возникает вопрос, можно ли из комплекса изменений, приведших к появлению тетрапод, выделить одно, сыгравшее здесь решающую роль. М.А. Мензбир (1930), например, склонен был считать таковым способность к воздушному дыханию. Однако легкие, как известно, сами по себе еще не приводили к превращению рыб в тетрапод (дипной). Не составляет в этом отношении исключения и пятипалая конечность. Переход рипидистий к ползанию по дну водоемов или даже на берегу в принципе был возможен на базе разнообразно построенных парных плавников (многолучевой "кисти" у *Sauripterus*, и своеобразной лапы-лопасти у *Pandrichthys*, см. рисунок); Вместе с тем более приближающийся по дистальному расчленению эндоскелет пятипалой конечности плавника *Eusthenopteron* (см. рисунок А, Б), судя по всему, не использовался для передвижения по субстрату (Gregory, Raven, 1941). И это сходство отчасти могло иметь "случайный" характер, возникая независимо лишь на более поздних этапах эволюции кистеперых рыб. Завершение формирования тетраподной лапы также могло происходить параллельно в разных линиях амфибий при переходе от ползания с опорой

на парные конечности к типичному для них передвижению медленным шагом без опоры на брюхо. Успех приспособления предков тетрапод к условиям наземной жизни, очевидно, зависел не столько от особого "пятипалого" устройства их конечностей, сколько от сложного взаимодействия ряда факторов, в том числе экологических. Дальнейшая эволюция амфибий сопровождалась ускоренной дивергенцией основных групп стегоцефалов (батрахоморфов, рептилиеморфов и лепоспондилных), наметившейся, возможно, еще на "полуамфибийном" организационном уровне.

ABSTRACT

The theory, according to which the vertebrates transferred to a dry land due to arid climate and dessication of the water basins (Barrel, 1915; Romer, 1933) may be considered as completely discredited.

Nowadays the most well-grounded hypothesis of tetrapod origin is that assuming their very slow formation in semiaquatic conditions (Schmalhausen, 1957, 1964; Ynger, 1958). Certain evolutionary lines of the Crossopterygii reveal gradual transition from the pelagic to bottom-dwelling forms and to the narrow specialized stegocephalian-like forms, ecologically representing semiamphibians (Vorobyeva, 1971, 1974).

Stegocephalian-like forms have been traced almost throughout the whole history of the Osteolepiforms (Middle Devonian - Early Carboniferous). They usually show very close morphological resemblance either to the primary aquatic amphibians (like Late Devonian Ichthyostegidae) or to secondary aquatic Permo-Triassic Labyrinthodontia. The resemblance to different amphibians, may be often combined with features of primitive or narrow specialized fish organization. These forms are apparently related to the deadlock branches of Crossopterygii, and their similarity with Tetrapoda is due to parallel evolution.

Wide radiation of the amphibians even in the Late Devonian (judging by the diversity of Ichthyostegids fauna) and finds of tetrapod footprints in Australia (Warren and Macfield, 1972) could be interpreted as an indirect evidence of the origin of tetrapoda in the Middle Devonian. This conforms to the presence of stegocephalian-like forms (Gyroptychiinae) in Middle Devonian and the results of a biofacial analysis (Larskaja, 1969), indicating that these Crossopterygians lived under the conditions of a humid subtropical climate.

Land vertebrates are likely to be monophyletic in a wide sense and arise from Osteolepiforms. Transition to the crawling in crossopterygians could proceed on the base of different types of fin structure (for instance, such distant types as multirayed fin of *Sauripterus* and distally confluent lobe of *Panderichthys*). The formation of a "five-fingered" extremity could be completed independently in several tetrapod lines.

ЛИТЕРАТУРА

- Воробьева Э.И. 1971. К эволюции рипидистных кистеперых. — Палеонтол. журн., № 3.
- Воробьева Э.И. 1974. Особенности формирования признаков тетраподной организации у кистеперых рыб. — Палеонтол. журн., № 2.
- Лярская Л.А. 1969. Ихтиофауна пограничных отложений среднего и верхнего девона Латвии, ее гафономия и фациальная приуроченность. Канд. дис. М.
- Мензбир М.А. 1930. О сочетании факторов, обусловивших развитие наземных позвоночных. — Докл. АН СССР, т. 22, № 5.
- Северцов А.С. 1972. Становление ароморфоза. — Журн. общ. биол., т. 34, № 1.
- Сушкин П.П. 1922. Эволюции наземных позвоночных и роль геологических изменений. — Природа, № 3—5.
- Татаринов Л.П. 1972. Экологические факторы происхождения земноводных. — Проблемы эволюции, т. 2.
- Шмальгаузен И.И. 1957. Биологические основы возникновения наземных позвоночных. — Изв. АН СССР, серия биол., № 1.
- Шмальгаузен И.И. 1964. Происхождение наземных позвоночных. М., "Наука".
- Barrel I. 1915. Influence in Silurian-Devonian climates on the rise of air-breathing vertebrates. — Bull. Geol. Soc. America, v. 27.
- Cowless R.B. 1958. Additional notes on the origin of the tetrapods. — Evolution, v. 12.
- Eaton Th. H. 1960. The aquatic origin of tetrapods. — Trans. Kansas Acad. Sci., v. 63.
- Eaton Th. H., Stewart P.L. 1960. A new order of fishlike Amphibia from the Pennsylvanian of Kansas. — Publ. Mus. Natur. History, v. 12.
- Ewer D.W. 1955. Tetrapod limb. Science, v. 122, N 3167.
- Goin C.J., Goin O.B. 1956. Further comment on the origin of the Tetrapods. — Evolution, v. 10.
- Gregory W.K., Raven H.C. 1941. A new restoration of the skeleton of the Devonian lobe-finned fish, *Eusthenopteron fordi* Whiteaves, with remarks on its relationships. — Trans. N.Y. Acad. Sci., v. 3.
- Howell A.B. 1935. The primitive carpus. — J. Morphol., v. 57.
- Inger R.F. 1957. Biological aspects of the origin of the tetrapods. — Evolution, v. 11.
- Jarvik E. 1952. On the fish-like tail in the ichthyostegid Stegocephalians, with description of a new stegocephalian and new crossopterygian from Upper Devonian of East Greenland. — Medd. Grønland, v. 114.
- Jarvik E. 1960. Théories de l'évolution des vertébrés à reconsidérée à lumière des récentes découvertes sur les Vertébrés inférieures. Paris.
- Krynin P.D. 1949. The origin of red beds. — Trans. N.Y. Acad. Sci., ser. 2, v. 11.
- Pachen 1973. On *Crassigyrinus oticus* Watson, a primitive amphibian from the Carboniferous of Scotland. — Paleontology, v. 16.
- Romer A.S. 1933. Vertebrate paleontology. Chicago.
- Romer A.S. 1958. Tetrapod limbs early tetrapod life. — Evolution, v. 12.
- Schaeffer B. 1969. Adaptive radiation of the fishes and the fish-amphibian transition. — Ann. N.Y. Acad. Sci., v. 167.
- Schultze H.P. 1969. Die Faltenzähne der rhipidistian Crossopterygier, der Tetrapoden und der Actinopterygier-Gattung *Lepisosteus*. — Palaeontographica ital., v. 69.

- Sewertzoff A.N. 1926. Der Ursprung der Quadripeden. — *Palaeontol. Z.*, Bd. 6.
- Warren J.N., Macelfield N.A. 1972. Trackway of tetrapod vertebrata from the Upper Devonian of Victoria, Australia. — *Nature*, v. 238, N 5365.
- Watson D.M.S. 1926. The evolution and origin of the Amphibia. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, B, v. 214.
- Worobyeva E.I. 1973. Einige Besonderheiten im Schädelbau von *Panderichthys rhombolepis* (Gross.). — *Paleontographica*, Abt. A, Bd. 143.

Л. И. НОВИЦКАЯ

ПАЛЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ ФАУН АМФИАСПИД В СИБИРИ

В палеонтологическом обосновании стратиграфических схем для нижнего девона северо-западной части Сибири одно из ведущих мест принадлежит амфиаспидам (*Heterostraci*), представленным здесь двумя комплексами форм — таймырским и платформенным. Хотя эти гетеростраки относятся к числу сравнительно хорошо изученных, начальные этапы их истории, в том числе пути расселения древних форм, во многом не ясны. Загадочно уже само появление амфиаспид в Сибири. Нуждается также в объяснении существование двух территориально близких комплексов, имеющих в основном различный родовой состав. Ответы на эти вопросы, касающиеся сибирского этапа в развитии амфиаспид, по-видимому, следует искать в анализе палеоэкологических обстановок, что мы и попытаемся сделать в предлагаемой статье.

На северо-западе Сибирской платформы амфиаспидам сопутствуют остатки остракод, лингул, меростомат; на Таймыре комплекс беспозвоночных обогащается за счет чисто морских групп — кораллов и брахиопод (Черкесова, Патрунов, Смирнова и др., 1968). Позвоночные представлены артродирами, в основном новыми формами, кистеперыми (*Porolepididae*) и акантодами. Известны также небольшие пластинки, предварительно определенные Д.В. Обручевым (1958) как остатки остеоостраков, и ростральные пластинки птераспид, условно отнесенные им к *Rhinopteraspis* (?) *maslovi* Obruchev. В отношении рыб и бесчелюстных Обручевым высказано мнение, что (за исключением морских амфиаспид, захоронявшихся на месте обитания) они были принесены с континента. К сожалению, этот тезис не сопровождается доказательствами. Автохтонность остатков амфиаспид сомнений действительно не вызывает — их панцири нередко сохраняются цельми, с боковой каймой и дорсальными шипами, что доказывает отсутствие какого-либо переноса. Артродиры, кистеперые и акантоды встречаются в виде разрозненных костей, чешуй и плавниковых шипов. Однако явных следов окатывания и длительного переноса на костях нет. Если же обратиться к данным по местообитанию этих групп, суммированным на глобальном ма-

териале Р. Денисоном (Denison, 1956), то получается следующее: в раннем девоне артродиры встречаются в основном в морских отложениях (радоитины, существование которых предполагается в Сибири, — морские формы). *Porolepis* найден в отложениях краевой зоны моря, морских и речных; акантоды — в морских и пресноводных, птераспиды — в морских, краевой зоны моря и пресноводных (*Rhinopteraspis* обычно встречается в морских отложениях, но, вероятно, это — эвригалинный род). Этот перечень показывает, что все названные группы могли обитать и в курейском бассейне. Фрагментарность их остатков в таком случае является результатом строения экзоскелета, легко распадавшегося на отдельные составляющие. К сожалению, слабая изученность сибирской ихтиофауны (в большинстве случаев это — лишь предварительные определения) весьма ограничивает возможность ее использования в реконструкциях облика и типа бассейна, основывающихся в настоящее время главным образом на лито-фациальном анализе. Несколько большие возможности в этом отношении дают амфиаспиды, которые, будучи жестко адаптированными к обитанию на небольших глубинах в спокойном водоеме, позволяют достаточно однозначно судить о некоторых его характеристиках, в связи с чем данные, полученные лито-фациальным и палеонтологическим методом, могут взаимно дополняться и контролироваться.

Первые находки амфиаспид были сделаны С.В. Обручевым в 1938 г. в Сибири (р. Курейка). Дальнейшее изучение группы (Обручев, 1939, 1964; Obruchev, 1959; Новицкая, 1967, 1968, 1974; Novitskaya, 1971) показало значительное морфологическое разнообразие амфиаспид, обусловившее их достаточно дробную систематику. Таксономический ранг группы определяется в настоящее время как отряд, в котором насчитывается свыше 20 родов.

На Таймыре (обнажение на р. Тарее) амфиаспиды появляются в белакаменских слоях и исчезают в урюмских. На северо-западе Сибирской платформы они известны с середины курейского времени, сопоставляемого с зигеном — концом жедина (Обручев, 1973), и до конца раннего девона. Общими формами для таймырского и платформенного комплексов являются *Gunaspis orientalis* Bystrow и *Argyriaspis tcherkesovae* Novitskaya, но в основном их состав различен. Амфиаспиды со времени их открытия считались эндемиками Сибири и лишь в последние годы появились сообщения о находках некоторых примитивных форм в верхнем силуре Канадского Арктического архипелага (Broad, 1973). По уровню организации и геологическому возрасту канадские амфиаспиды предшествуют сибирским и, будучи достаточно близкими к циатаспидам, подтверждают высказывавшееся ранее мнение об их филогенетической связи (Stensiö, 1964); Новицкая, 1967; Обручев, 1968). Вместе с тем эти находки в какой-то мере проливают свет на вопрос о центре происхождения амфиаспид и направлениях их миграции. Так, появление амфиаспид в Сибири находит свое объяснение, если допустить, что их предковые формы мигрировали сюда из Арктики. Это

предположение представляется вероятным по следующим причинам:

- 1) амфиаспиды появляются в Сибири практически внезапно,
- 2) несмотря на наличие некоторых циагаспидных черт, это — уже довольно крупные формы, уровень организации которых является вполне амфиаспидным (степень консолидации панциря, сенсорная система в виде прерывистых борозд и т.д.). В отложениях, подстилающих белокаменные слои и курейскую свиту, отсутствуют группы, которые могли бы оказаться анцестральными для амфиаспид.

Верхнесилурийская толща Таймыра известна как немая (Черкесова, Патрунов и др., 1968). На северо-западе Сибирской платформы это отсутствие естественным образом объясняется спецификой гидрохимического режима зубовского бассейна, существование которого приходится, по данным Р.Г. Матухина и В.Вл. Меннера (1974), на время крупной регрессии, охватившей в конце силура — начале девона северо-запад Сибирской платформы. Согласно цитированным авторам, эта территория в зубовское время представляла собой аридную равнину, покрытую мелководными и сильно засоленными морями-озерами, в которых накопление глинистых материалов сопровождалось интенсивной химической садкой сульфатов и карбонатов. Палеонтологические остатки в зубовском горизонте крайне редки — единичные лингулы, пелецитоды, остракоды, т.е. группы, способные, насколько известно (Denison, 1956), к существованию в водоемах с повышенной соленостью. Из позвоночных найден один щиток панциря гетерострака, описанный Д.В. Обручевым (1964) в качестве нового рода и вида *Steinaspis miroshnikovi* Obruchev, отнесенного им к циагаспидам. Упомянутая пластинка дает весьма ограниченные возможности для решения вопроса о систематическом положении *Steinaspis*. Не исключено, что в дальнейшем выяснится его принадлежность к амфиаспидам. Во всяком случае наши современные знания об этом роде недостаточны для признания в нем предка амфиаспид. Таким образом, палеонтологические находки, известные на сегодняшний день в зубовском горизонте, и гидрохимический режим самого бассейна дают основание считать, что начало девонской истории амфиаспид протекало за пределами северо-запада Сибирской платформы.

Самые северные находки раннедевонских амфиаспид известны из Тарейского разреза (Центральный Таймыр). На протяжении раннедевонского времени, отвечающего на Таймыре периоду развития морской трансгрессии, режим бассейна меняется от лагунного до нормально морского (Черкесова, Патрунов и др., 1968). Белокаменные слои, в которых появляются амфиаспиды, подстилаются верхнесилурийскими отложениями, не содержащими остатков позвоночных. В течение белокаменского времени Таймырский бассейн представлял собой лагуну, в которой шло накопление гипсов, переслаивающихся с глинистыми доломитами и аргиллитами. Фаунистический состав беден: кроме амфиаспид найдены немногочисленные остракоды, ракоскорпионы, брахиоподы (*Howellella* sp., *Lingula* sp.), пелецитоды, гастроподы и остатки растительного детрита. Амфиас-

пиды представлены единичными экземплярами немногих видов: *Prosarctaspis taimyrica* Novitskaya, *Argyriaspis tcherkesovae* Novitskaya, *Tareyaspis venusta* Novitskaya, *Gunaspis orientalis* Bystrow. Гетеростраки белокаменского времени обладают признаками высокой специализации в амфиаспидном направлении (полное слияние всех пластинок панциря, его форма, орнамент, размеры, сенсорная система и др.). Несколько особое положение в белокаменском комплексе занимает *Prosarctaspis* — очень небольшая типично донная форма, в некоторых отношениях производящая впечатление большей примитивности, чем одновозрастные амфиаспиды: *Prosarctaspis* имеет менее сложный орнамент и необычно малые размеры — 2,5 см, тогда как у *Tareyaspis* и *Argyriaspis* длина панциря соответственно 20 и 16 — 18 см. Малочисленность амфиаспид в белокаменских слоях, видимо, отражает естественную редкость первых иммигрантов на начальных этапах освоения новой территории или неблагоприятные условия существования (в пользу чего свидетельствует обедненность всего состава фауны позвоночных и беспозвоночных), хотя, возможно, здесь имело место то и другое.

Развитие амфиаспид продолжается на Таймыре в урюмское время, на протяжении которого происходит переход от лагунных условий к лагунно-морскому режиму прибрежного мелководья (Патрунов, 1968). В основании урюмских слоев исчезают гипсы, но появляются органогенно-обломочный материал и известняки, нередко водорослевые или с повышенным содержанием разнообразных органических обломков. Таким образом, сравнительно с белокаменским в урюмское время происходит изменение условий осадконакопления, происходящего уже "под влиянием открытого моря на фоне усилившейся тектонической активности" (Черкесова, Патрунов, Кузьмин, 1968, с. 47). Урюмские слои представлены в основном доломитами и аргиллитами, ритмично чередующимися с известняками, мощности которых возрастают вверх по разрезу. Остатки панцирей амфиаспид найдены преимущественно в глинистых известняках, где вместе с ними встречаются брахиоподы (*Hebetoechia kuzmini* Tcherk., *Protathyris* sp. и др.), крупные остракоды, гастроподы, растительные остатки и редкие кораллы: *Tiverina vermiculata* Sok. et Tes., *Favosites socialis* forma *heterostila* Dubat., *F. mammilatus* Tchern., *Parastriatopora* sp. и др. Для характеристики бассейна в этом биокомплексе особенно показательно присутствие табулат — группы исключительно морской, по мнению Б.С. Соколова (1962), стеногалинной и предпочитающей область сравнительно мелководного шельфа глубиной порядка первых пяти десятков метров. Состав амфиаспид в урюмских слоях обогащается как за счет появления новых форм (*Empedaspis*, *Gabreyaspis*, *Pelaspis*), так и за счет увеличения численности некоторых старых видов. В количественном отношении урюмские амфиаспиды представлены очень неравномерно: наряду с единичными панцирями *Empedaspis inermis* Novitskaya и *Pelaspis teres* Novitskaya здесь найдены многочисленные остатки *Argyriaspis tcherkesovae* Novitskaya и *Tareyaspis venusta* Novitskaya.

Довольно редок *Garbreyaspis tarda* Novitskaya. Урюмские амфиаспиды отличаются от белокаменских бóльшим разнообразием специализаций, связанных главным образом со спецификой питания, примером чему может служить появление форм с ротовой трубкой (*Empedaspis*). Однако в целом таймырские амфиаспиды представлены одним экологическим типом донных животных и лишь немногие из них приспособлены к более активному плаванию (*Argyriaspis*). Признаками донных адаптаций, свойственных большинству форм, являются дорсальное положение глаз, преспиракулярных отверстий и конструкция панциря, представляющего собой очень широкую, дорсовентрально уплощенную капсулу, что при сравнительно ограниченных локомоторных возможностях гетеростраков характеризует их как малоподвижных животных, проводивших основную часть времени на дне.

Итак, исследования урюмских слоев дают основание считать район Тарей краевой зоной открытого моря. По мнению названных выше авторов, отложения более южного Норильского района образовались в мелком заливе, временами испытывавшем значительную изоляцию от открытого моря. Вполне вероятно, что сообщение между Таймырским морем и глубинными областями северо-запада Сибирской платформы было затруднено. В известной мере на это указывают локальные перерывы в курейской и разведочнинской свитах, вскрытые бурением в районе Норильска. Очевидно, для уточнения характера связей нужны дополнительные материалы по геологии района. Данные по амфиаспидам свидетельствуют скорее о существовании препятствий для обмена ихтиофаунами, чем об их отсутствии. Поскольку гетеростраки в значительной мере эвригалины и в расселении не обнаруживают заметной зависимости от фаций (Denison, 1956), при свободных связях между бассейнами существенной разницы в составе амфиаспид не должно было бы быть. Однако в действительности платформенный комплекс отличается от таймырского уже количественно. Из курейской свиты известно 14 родов амфиаспид: *Aphataspis* Obruchev, *Putoranaspis* Obruchev, *Kureykaspis* Novitskaya, *Gerronaspis* Novitskaya, *Olbiaspis* Obruchev, *Angaraspis* Obruchev, *Lecaniaspis* Novitskaya, *Argyriaspis* Novitskaya, *Cunaspis* Bystrow, *Siberiaspis* Obruchev, *Eglonaspis* Obruchev, *Hibernaspis* Obruchev, *Edaphaspis* Novitskaya, *Tuxeraspis* Novitskaya. Практически все они найдены в кернах Норильского района. Таким образом, к югу от краевой зоны Таймырского моря фауна амфиаспид почти полностью меняет состав, становясь гораздо богаче и разнообразнее. Конечно, при количественном сопоставлении нельзя забывать о возможности дальнейших находок, но поскольку в рассматриваемых районах сборы проводились на протяжении нескольких лет с послынным отбором материала, то можно предполагать, что они достаточно близко отражают действительное соотношение форм в этих двух разрезах.

Сравнительно с Таймыром на северо-западе Сибирской платформы иной оказывается и палеоэкологическая обстановка. В тече-

ние курейского времени в результате трансгрессии со стороны Таймыра здесь устанавливается обширный бассейн, где идет накопление преимущественно терригенных глинистых и известково-глинистых осадков (Матухин, Меннер, 1974). Аридная обстановка начала раннего девона постепенно сменяется в зигене относительно гумидной (Тихий, 1975). В этих условиях платформенный бассейн, по-видимому, представлял собой спокойную теплую лагуну, условия обитания в которой оказались весьма благоприятными для амфиаспид. Бассейн обладал илистым дном, практически не имел течений и был очень неглубоким на всей своей территории (среди амфиаспид и аргродир отсутствуют глубоководные формы). Последнее подтверждается и геологической интерпретацией Курейского водоема как чрезвычайно мелкого "с массой сложенных глинистыми породами отмелей" (Матухин, Меннер, 1974, с. 103). Малая глубина и хорошая прогреваемость бассейна способствовали развитию в нем массы планктонных и бентосных организмов, составлявших пищевую базу бесчелостных и большинства рыб, среди которых лишь немногие были хищниками (поролепиды). По-видимому, бассейн подвергался опреснению - в нем отсутствуют кораллы, брахиоподы редки. К концу курейского времени на его северо-западной окраине обстановка приблизилась к нормально морской, о чем свидетельствуют находки криноидей и брахиопод. Присутствие здесь (район Норильска) амфиаспид тех же, что и в курейском разрезе, подтверждает их значительную эвригалинность и способность к успешному существованию на различных грунтах - терригенных и карбонатных. В эволюции платформенных амфиаспид наблюдается общая тенденция к увеличению размеров и более частные процессы, ведущие к приобретению новых специализаций, связанных со способом питания и некоторым прогрессом в конструкции панциря, обеспечивающей большую способность к планированию в толще воды. Развитие амфиаспид в этом направлении сделало возможным освоение ими новых экологических ниш, что проявилось в широком распространении в платформенном бассейне, наряду с типичными донными формами, придонно-пелагических планктонофагов (Novitskaya, 1971).

На северо-западе Сибирской платформы максимум раннедевонской трансгрессии приходится на начало разведочинского времени, в течение которого завершается эволюция амфиаспид. Обстановка на Таймыре в это время оценивается как устойчивая нормально морская и предполагается, что такой же режим временами устанавливался в Норильском, Куломбинском и Курейском районах, хотя преобладающей южнее Норильска была обстановка краевой зоны моря, опреснявшейся под влиянием материкового стока (Матухин, Меннер, 1974). К этому времени амфиаспиды исчезают на Таймыре и сокращаются в числе на платформе - уменьшается как число таксонов, так и особей. Вероятно, их вымирание было вызвано несколькими причинами, в том числе с широким распространением конкурирующих форм (аргродир), приспособленных к тем же экологическим нишам.

Итак, в раннедевонской истории северо-запада Сибирской платформы расцвет амфиаспид приходится на курейское время, на протяжении которого платформенный бассейн отличался от Таймырского большей мелководностью и опресненностью. По-видимому, эти два фактора оказались благоприятными для успешного существования и быстрого расселения амфиаспид на территории Сибирской платформы. Судя по их составу в тарейском, норильском и курейском разрезах, на севере Сибири представлены остатки двух фаун — курейской (она идентична норильской) и тарейской. Различия в составе амфиаспид дают основание предполагать, что в раннем девоне здесь существовала достаточно дробная палеозоогеографическая дифференциация. Если эндемизм сибирской ихтиофауны позволяет говорить об "особой Ангарской зоогеографической провинции" (Обручев, 1958), то разница в составе ископаемых фаун амфиаспид дает основание ставить вопрос о выделении в ней двух подпровинций, для которых могут быть предложены названия Курейская и Таймырская. Граница между ними проходит, видимо, несколько севернее Норильска, район которого попадает таким образом в состав Курейской зоогеографической подпровинции. По литологическим и палеонтологическим данным, условия обитания в Таймырской подпровинции на протяжении белокаменско-урюмского времени подвергались меньшим изменениям, чем на платформе, эволюционируя в направлении максимального приближения к нормально морским. На северо-западе Сибирской платформы в течение курейского времени режим бассейна меняется существенно от сильно засоленного до близкого к морскому и до опресненно-морского. Быстрая смена обстановок является, по-видимому, причиной быстрой эволюции амфиаспид, осуществлявшейся здесь в иных, чем на Таймыре, условиях.

ABSTRACT

The Lower Devonian deposits of the northwestern areas of Siberia contain the abundant remains of amphiaspids (Heterostraci) represented by Taimyrian and platform complexes. On the whole the generic composition of these complexes is distinct. It is probable that the Siberian amphiaspids are the descendants of Silurian forms which migrated in Siberia from Arctic region. Since the time of their appearance in Taimyr peninsula (Belokamensk Beds) these heterostracans are known to possess the main fundamental features of amphiaspids. Their evolution continued during Uryum time, in the course of which the lagoon conditions were changed by regime of shallow near-shore region of the normal sea. The diversity of specializations of amphiaspids in Uryum Beds is much more important than such that in Belokamensk Beds, but on the whole the Taimyrian complex had been represented by the single ecological type of bottom-dwellers.

During the Kureika time the fauna of amphiaspids of Siberian platform was formed in a shallow and warm Kureika brackish basin. These condi-

tions turned out to be extremely favorable for the amphiaspids, which were more numerous and diverse here than on Taimyr. In the northwestern areas of the Siberian platform the evolution of amphiaspids was accomplished at the Razvedochnyi time in conditions of alternating transitions from open sea to the sea-margin zone.

The reduced number of common forms (two) in Taimyrian and platform complexes was probably caused by the difficulties in exchange of ichthyo-fauna between these basins. The undoubted euryhalinity of amphiaspids and the absence of clear dependence between their dispersal and the lithology of sediments does not permit to explain the diversity between the complexes neither by differences in salinity nor by the peculiarities of sedimentation.

The existence of two amphiaspid faunas in Siberia shows palaeozoogeographical differentiation of this region in the Early Devonian and that enables to separate the Angara province, proposed by D. Obruchev (1958) into two subprovinces — Kureika and Taimyr ones.

ЛИТЕРАТУРА

- Магухин Р.Г., Меннер В.Вл. 1974. Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. Новосибирск, Западносиб. кн. изд-во.
- Новицкая Л.И. 1967. О происхождении и некоторых направлениях эволюции амфиаспид (Heterostraci). — Докл. АН СССР, т. 172, № 5.
- Новицкая Л.И. 1968. Новые амфиаспиды (Heterostraci) нижнего девона Сибири и классификация Amphiaspidiformes. — В сб. "Очерки по филогении и систематике ископаемых рыб и бесчелостных". М., "Наука".
- Новицкая Л.И. 1974. Новые данные о ротовой трубке амфиаспид. — Палеонтол. журн., № 4.
- Обручев Д.В. 1939. Девонские рыбы с р. Курейки. — В сб. "Академику В.А. Обручеву", т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Обручев Д.В. 1958. К биостратиграфии ихтиофаун нижнего и среднего палеозоя СССР. — Сов. геология, № 11.
- Обручев Д.В. 1964. Подкласс Heterostraci. — Справочник "Основы палеонтологии. Бесчелостные рыбы". М., "Наука".
- Обручев Д.В. 1968. Об эволюции Heterostraci. — В сб. "Очерки по филогении и систематике ископаемых рыб и бесчелостных". М., "Наука".
- Обручев Д.В. 1973. Значение позвоночных для корреляции силурийских и нижне-среднедевонских отложений СССР. — Труды III Междунар. симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона, т. II. Л., "Наука".
- Патрунов Д.К. 1968. Литологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнедевонских отложений в тарейском опорном разрезе. — Уч. зап. НИИГА, вып. 22. "Палеонтология и биостратиграфия". Л.
- Соколов Б.С. 1962. Подкласс Tabulata. Табулаты. — Справочник "Основы палеонтологии. Губки, археоциаты, кишечнополостные, черви". М., Изд-во АН СССР.
- Тихий В.Н. 1975. Палеогеография. Девонский период. — В кн. "Палеогеография СССР". М., "Недра".
- Черкесова С.В., Патрунов Д.К., Кузьмин А.М. 1968. Корреляция нижнедевонских отложений реки Тарей и Норильского района и сравнение

- их с эталонными разрезами нижнего девона. — Уч. зап. НИИГА, вып. 22. "Палеонтология и биостратиграфия".
- Черкесова С.В., Патрунов Д.К., Смирнов М.А. и др. 1968. Тарейский нижнедевонский опорный разрез (Центральный Таймыр). — Уч. зап. НИИГА, вып. 22. "Палеонтология и биостратиграфия".
- Broad D.S. 1973. Amphiaspidiformes (Heterostraci) from the Silurian of the Canadian Arctic Archipelago. — Bull. Geol. Surv. Canada, N 222.
- Denison R.H. 1956. A review of the habitat of the earliest vertebrates. — Fieldiana Geol., v. 11, N 8.
- Novitskaya L. 1971. Les Amphiaspides (Heterostraci) du Dévonien de la Sibérie. — Cahiers paléontol. Paris.
- Obruchev D. 1959. Body-form, fins and mode of life of the earliest vertebrates. — Proc. XV-th Internat. Congr. Zool. London, p. 434-435.
- Stensjö E. 1964. Les Cyclostomes fossiles ou ostracodermes. — In "En Traité de Paléontologie, t. 4, v. 1. Paris.

В. И. УСТРИЦКИЙ, Д. Л. СТЕПАНОВ

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ И КЛИМАТ ЕВРАЗИИ В ПЕРМИ

Климатическая зональность в перми проявляется контрастнее, чем в большинстве других периодов в истории Земли. Наиболее четко она устанавливается на обширной территории Евразии, включавшей различные климатические зоны, определяющие основные закономерности размещения фауны и флоры.

Территория Евразии захватывает три зоогеографические пояса: Бореальный, Тропический и Нотальный. По флоре соответствующие подразделения называются Ангарским, Амеросинийским и Гондванским царствами (Вахрамеев и др., 1970).

Нотальная область и соответствующее ей Гондванское царство охватывает лишь территорию Индостана. Современное положение этого региона, содержащего фауну, типичную для южной приполярной области, в северном полушарии не может быть удовлетворительно объяснено с позиций фиксизма. Предположение о горном характере развитого здесь оледенения и гондванской флоры не выдерживает критики, так как флороносные отложения Индии содержат морские горизонты. Очевидно, Индостан занял современное положение в мезокайнозойе и поэтому в настоящей статье не рассматривается.

Охватывающие большую часть Евразии Бореальный и Тропический биогеографические пояса содержат существенно различную фауну и флору. Их обстоятельная характеристика дается в ряде работ (Миклухо-Маклай, 1963; Вахрамеев и др., 1970; Устрицкий, 1972, и др.), поэтому здесь будут отмечены лишь основные особенности, определяемые климатом.

Флора Бореальной области, т.е. Ангарского царства, характеризуется преобладанием кордаитов. Наличие ясных годовичных колец и

сезонное опадание листьев свидетельствуют о том, что эта флора произрастала в условиях умеренного, с сезонными изменениями, климата.

Флора Тропической области, т.е. Америкосинийского царства, характеризуется преобладанием форм без годичных колец, т.е. с непрерывным ростом, без зимних остановок. В ее составе широко распространены папоротникообразные, каллиптериды, различные хвойные и т.д. По единодушному мнению всех исследователей, эта флора характерна для тропиков.

Не менее резко, чем флора, различается и морская фауна Бореального и Тропического поясов.

Основной особенностью фауны пермского Бореального пояса, как и современного, является однообразие фауны. В перми в этом поясе отсутствует ряд крупных групп, таких, как колониальные кораллы, фузулины, морские ежи, известковые водоросли и т.п. Из 14 семейств наиболее распространенной группы фауны — брахиопод, известных в Тропическом поясе, — в Бореальном присутствуют лишь 7.

В составе фауны доминируют три группы: брахиоподы, пелелиподы и мелкие фораминиферы. Редки аммоноидеи, единичны находки одиночных кораллов.

Среди почти всех групп фауны преобладают роды, имеющие биполярное распространение, т.е. встречающиеся в Бореальном и Нотальном поясах, но отсутствующие или крайне редкие в Тропическом. Среди брахиопод к ним относятся *Terrakea*, *Anidanthus*, *Attenuatella*, *Pseudosyringothyris*, *Tomioopsis* и другие, среди пелелипод — характернейшая группа иноцерамоподобных форм, включающая роды *Kolymia*, *Atomodesma*, *Aphanaia* и др. Биполярность отчетливо выражена даже у такой считающейся обычно космополитической группы, как аммоноидеи; наиболее часто встречающиеся в Бореальном поясе роды *Paragastrioceras*, *Uraloceras* и некоторые другие присутствуют в Австралии, но неизвестны в Тропическом поясе. Эндемиков, характерных только для Бореального пояса, относительно немного, но некоторые из них, как, например, *Jakutoproductus*, среди брахиопод имеют массовое развитие. Кроме того, можно упомянуть более редкие *Globiella*, *Grumantia*, *Canrcinelloides*. Не вполне ясно положение с лихаревиинами. Долгое время они считались эндемиками Бореального пояса, но в последнее время появились требующие проверки указания на присутствие их в Австралии.

Фауна Тропического пояса неизмеримо богаче и разнообразнее. Обильны фузулины, одиночные и колониальные кораллы. Только в пределах рассматриваемого пояса обитали все рифообразующие организмы. Среди брахиопод только здесь присутствуют литтонииды, энтелетины, тегулиферины, скаккинеллы и ряд других таксонов. Единственной группой, которая в Тропическом поясе распространена несравненно менее широко, чем в приполярных поясах, являются пелелиподы, хотя и среди них есть довольно много родов, распространение которых ограничено Тропическим поясом.

Границы Бореального и Тропического поясов по фауне и флоре довольно близки и постепенны; для фауны это справедливо лишь для открытого моря. Так, например, Приуралье по флоре относится к особой Уральско-Казахстанской области, имеющие черты сходства как с Ангарским, так и с Амеросинийским царствами и в значительной степени условно относящейся к первому.

Фауна Предуральского прогиба также имеет смешанный характер: наряду с типичными для Тропического пояса фузулинидами и рифостроящими организмами, здесь обильны спирифереллы, яковлеви и некоторые другие, свойственные Бореальному поясу роды. В послепалеозойское время создавшейся на юге перемычкой море Предуральского прогиба было отделено от Тетиса, но сохранило связь с Бореальным бассейном. В результате к концу ранней перми в Приуралье вымерли фузулиниды и все прочие тропические группы и фауна этого региона стала в основном бореальной.

Типично бореальной фауной заселены и казанское море Русской платформы, и залив западноевропейского цехштейна, хотя они глубоко вдаются в пределы Амеросинийской флористической области. Наблюдающееся в этом случае несовпадение границ по флоре и фауне обусловлено изоляцией бассейнов от основного тропического моря.

В отличие от европейской части СССР, на востоке, вблизи Тихого океана, граница поясов чрезвычайно резкая. Если на востоке Корякского нагорья известны типичные тропические фауны с рифами, тегулиферинами и фузулинидами, то в 200 км западнее, в бассейне левых притоков р. Пенжины, фауна содержит *Jakutoproductus* и другие бореальные формы; тропических элементов здесь нет совсем. Столь близкое соседство фаун, характеризующих различные климатические зоны, заставляет допускать в этом районе возможность существенного сближения содержащих характерную для разных поясов пермскую фауну отложений в результате мезокайнозойских тектонических движений.

До настоящего времени по территории Евразии нет достоверных данных по палеотемпературам, поэтому о климате приходится судить по породам — индикаторам климата и характеру фауны.

Из первых особый интерес представляют ледово-морские осадки (настоящие тиллиты в Бореальном поясе до сих пор не установлены). Эти породы обычно представляют несортированные и неслоистые глинистые алевролиты с то более, то менее существенной примесью песчаного и гравийного материала и гальки. Иногда встречаются и валуны. Степень окатанности материала различна. Породы носят местное название "рябчиков" или называются гальковыми аргиллитами. Такой вид породы сохраняют лишь при формировании на значительных глубинах, за пределами действия волн. При отложении на мелководье глинистые и алевролитовые фракции при перемыве осадка выносятся в более глубокие части моря и осадки превращаются в менее характерные плохо сортированные конгломераты, ледово-морской генезис которых не бросается в глаза и устанавливается лишь при анализе фашиальных переходов.

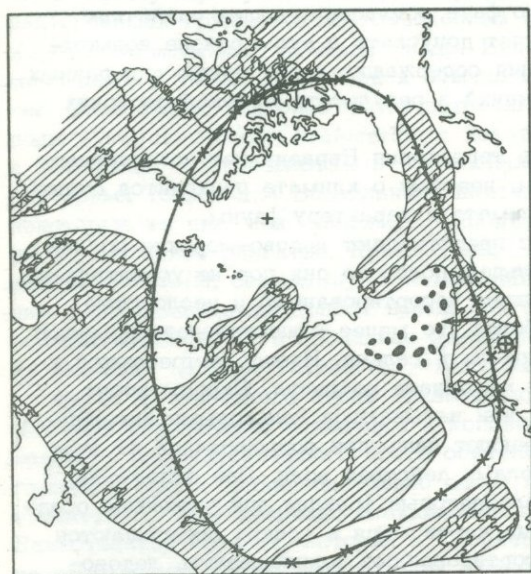
Ледово-морские осадки широко распространены на Северо-Востоке СССР; указание на присутствие их на Новой Земле (Устрицкий, 1972) нуждается в проверке. В настоящее время они достоверно известны на двух стратиграфических уровнях. Наиболее древний из них относится к среднему карбону (Устрицкий, Явшиц, 1971). Весьма вероятно, что указания на присутствие ледово-морских осадков в сакмарских отложениях Верхоянья (Андрианов, 1966) ошибочно и в действительности эти образования также имеют среднекаменноугольный возраст.

Наиболее широко и лучше всего изучены верхнепермские ледово-морские осадки (Андрианов, 1966; Михайлов и др., 1970; Эпштейн, 1972). Сложенный ими единый горизонт прослеживается непрерывно от Западного Верхоянья до бассейна р. Пенжины, т.е. почти на 2500 км. Возраст горизонта близок к границе уфимского и казанского ярусов.

Основным центром оледенения, откуда кластический материал разносился льдами почти по всему Северо-Востоку, являлся район Охотского моря; в незначительном количестве материал поступал с Сибирской платформы (см. рисунок).

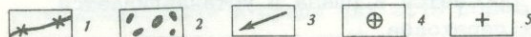
Расположение центра оледенения в районе Охотского моря, т.е. на самом краю Бореального биогеографического пояса, кажется парадоксальным, особенно если учесть, что в прилегающих с востока и юга районах (Корякия, Сахалин, Приамурье) нет никаких признаков ледово-морских осадков.

Такую ситуацию трудно объяснить с точки зрения фиксизма. С мобилистских позиций напрашивается допущение того, что в Тихом



Положение верхнепермских ледово-морских осадков в Бореальном поясе

1 - граница Бореального пояса; 2 - область развития верхнепермских ледово-морских осадков; 3 - основное направление сноса; 4 - пермский северный полюс по палеомагнитным данным; 5 - современный северный полюс



океане восточнее Камчатки в пермское время располагалась часть Бореального пояса, а находящиеся здесь участки с тропической фауной представляют блоки, располагавшиеся в перми южнее, в пределах Тропического пояса, и занявшие современное положение в мезокайнозойе.

В пользу такого предположения можно привести следующие соображения.

1. При таком допущении становятся понятными аномальное положение центра оледенения и необычно близкое соседство рифов и ледово-морских осадков.

2. Размеры пермского Бореального пояса в настоящее время примерно в два раза меньше, чем Нотального (после реконструкции Гондваны). При допущении, что часть Бореального пояса в перми располагалась в пределах Тихого океана, такое соотношение становится понятным.

3. По палеомагнитным данным ("Палеомагнетизм палеозоя", 1974), в перми Северный полюс находился в районе Охотского моря (точнее, конечно, район Охотского моря — около Северного полюса). Таким образом, центр оледенения практически совпадает с палеомагнитным Северным полюсом. Едва ли это совпадение можно считать случайным, хотя все противоречия при этом и не устраняются. Все изложенное следует, вероятно, рассматривать все же как постановку вопроса, а не как его решение.

Неменьшие трудности возникают и при рассмотрении вопроса об изменении климата в течение пермского периода. Общеизвестно, что на всей территории Гондваны оледенение было распространено в начале перми, в ассельском веке. В северном полушарии Земли в это время достоверных следов похолодания, как указывалось выше, нет. На Северо-Востоке СССР ледово-морские осадки широко развиты в верхнеуфимских или нижнеказанских отложениях, однако на территории Гондваны в поздней перми почти неизвестны ни тиллиты, ни ледово-морские осадки. Таким образом, времена оледенений в северном и южном полушариях не совпадают на полсистемы, т.е. на 30 млн. лет. В то же время периоды похолоданий в обоих полушариях Земли в кайнозойе синхронны.

Столь различная ситуация в пермском и четвертичном периодах может иметь двойное объяснение: либо оледенения не связаны с общим похолоданием Земли и обусловлены конкретными палеогеографическими условиями (изменением направления палеотечений, количества осадков, рельефа и т.п.), либо асинхронность является кажущейся, следствием недостаточно точной корреляции отложений Бореальной и Нотальной областей.

Позднепермский возраст ледово-морских осадков Северо-Востока СССР определен достаточно надежно на основании корреляции непосредственно со стратотипом. Досакмарский возраст тиллитов в Австралии подтвержден данными по аммоноидеям, а раннепермский в Южной Африке — по позвоночным. В то же время основные группы брахиопод и пелеципод, присутствующие в Австралии в последни-

ковых отложениях, считающихся нижнепермскими, в Бореальном поясе распространены только в верхней перми (Устрицкий, 1974). Таковы иноцерамоподобные пелециподы *Aulosteges*, брахиоподы *Ter-rakea* и др.

Если оледенения южного и северного полушарий действительно окажутся разновозрастными, это заставит пересмотреть ряд основных положений климатологии и сделает практически невозможным использование данных этой науки для корреляции отложений в глобальном масштабе. И наоборот, в случае разновозрастности оледенений обоих полушарий Земли стратиграфы получают надежный маркирующий горизонт, позволяющий прямо коррелировать отложения приполярных поясов планеты; при этом им, однако, придется пересмотреть ряд общепринятых представлений о распространении ряда таксонов фауны. Вопрос представляется настолько важным и сложным, что для его решения нужны объединенные усилия стратиграфов различных стран. Необходимо произвести тщательное сравнение морской фауны Бореального и Нотального поясов, и в первую очередь СССР и Австралии.

АБСТРАКТ

In the Permian the territory of Eurasia belonged to the three biogeographic realms: Boreal, Tropical, and Notal.

The Boreal realm is situated excentrically with respect to the modern North pole. This cannot be explained without the assumption about a considerable displacement of Eurasia during Meso-Cenozoic time.

Within the Boreal realm the horizon of glacial-marine deposits corresponding to the maximum fall of temperature is dated by the close of the Ufian and to beginning of the Kazan. At the same time major glaciation of Gondwanaland is regarded as the Sakmarian.

It is not clear whether the periods of the maximum fall of temperature are asynchronous in the Northern and Southern Hemispheres or this is caused by serious correlation errors.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрианов В.Н. 1966. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья. М., "Наука".
- Вахрамеев В.А. и др. 1970. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. - Труды ГИН АН СССР, вып. 208.
- Миклухо-Маклай А.Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.
- Михайлов Ю.А. и др. 1970. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР. - Докл. АН СССР, т. 190, № 5.
- Палеомагнетизм палеозоя 1974. - Труды ВНИГРИ, вып. 335.
- Устрицкий В.И. 1972. Климат перми. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

- Устрицкий В.И. 1974. О биполярности фаун позднего палеозоя. - Палеонтол. журн., № 2.
- Устрицкий В.И., Явшиц Г.П. 1971. Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР. - Докл. АН СССР, т. 199, № 2.
- Эпштейн О.Г. 1972. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков реки Колымы. - Литология и полезные ископаемые, № 3.

А. С. ДАГИС

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ БИОГЕОГРАФИИ МОРЕЙ ТРИАСА

На границе перми и триаса произошла существенная перестройка органического мира, в том числе и морских беспозвоночных, имевшая разный характер в отдельных группах. Изменения систематического состава могли выразиться в резкой смене на уровне высших таксонов, как это произошло среди кораллов, где к концу перми полностью вымирают ругозы и в триасе появляются склерактинии. Столь же резкие изменения намечаются среди криноидей (Moore, 1952). Этот процесс смены палеозойских и мезозойских отрядов растянут у мшанок, среди которых в триас переходит ряд палеозойских родов и появляются первые представители мезозойских отрядов, но и те и другие представлены единичными видами, не игравшими существенной роли в бентосе триаса (Морозова, 1969). В конце перми вымерли многие группы брахиопод (2 отряда и 13 подотрядов и надсемейств), но в сообществах триасовых брахиопод продолжали доминировать таксоны, основное развитие которых приходится на палеозой (*Athyridacea*, *Spiriferinacea*, *Retzidiina* и др.), а вновь появившиеся мезозойские таксоны играли явно подчиненную роль (Дагис, 1974).

Несмотря на столь разный характер поведения разных групп на рубеже палеозоя и мезозоя, раннетриасовая эпоха (или по крайней мере ее первая половина) была крайне критической в истории всех морских беспозвоночных. Первое, что бросается в глаза даже при беглом знакомстве с фаунами раннего триаса, это их поразительная бедность. В индском веке известно около 20 родов аммоноидей, менее 15 родов двустворок, единичные находки гастропод, мшанок, брахиопод.

Второй особенностью морской фауны начала раннего триаса является ее тесная связь с пермскими и наличие многих пермских реликтов. Таковы роды *Episageceras* и *Xenodiscus* (аммоноидей), *Bellerophon* (гастроподы), *Atomodesma* (двустворки), *Crurithyris* и *Fletcherithyris* (брахиоподы) и др. Третьей специфической чертой индских морских фаун является их однообразие. Отличия в систематическом составе морских беспозвоночных таких отдаленных регионов, как Гималаи, Верхоянье, Гренландия и Северная Америка, незначительны и зависят скорее от локальных фациальных измене-

ний, неодинаковой степени изученности, субъективизма в классификации и других факторов.

В оленекском веке происходит первая резкая вспышка в развитии аммоноидей и одновременно начинают проявляться определенные тенденции в их географической дифференциации. В этом веке начинается обособление пояса акваторий приуроченных к низким широтам (Альпийско-гималайская зона, Индонезия, Южный Китай, Приморье, западные штаты США) с разнообразной фауной аммоноидей, от более северных акваторий (Северная Аляска, арктические острова Канады, Шпицберген, Север Сибири), где известны явно обедненные комплексы этой группы ископаемых. В первой половине оленекского века (или в смитском веке, по Е. Тозеру) соотношение количества родов аммоноидей для этих регионов составляет соответственно 2 к 1, для второй половины (спэтского века) — 3 к 1. Такие суммарные показатели не вполне точно отражают реальную картину таксономического разнообразия аммоноидей разных регионов поскольку в южных регионах многие роды имеют ограниченное распространение и порой известны из единственного местонахождения (Kummel, 1973), но они достаточны для иллюстрации принципиальных отличий таксономического разнообразия фаун из акваторий разных широт.

Для южных акваторий оленекского века характерны многие эндемичные роды, а также более высокие таксоны — семейства *Aspernitidae*, *Columbitidae*, *Noritidae*, *Dinaritidae* и др. (Классификация аммоноидей дается по Tozer, 1971.) Северным акваториям свойственны космополитические роды, высокий уровень видового эндемизма и лишь во второй половине оленекского века здесь появляются специфические роды (*Karangites*, *Boreiomecoceras*, *Arctomecoceras* и др.).

Бентос в оленекском веке по-прежнему обеднен и однообразен. Брахиопод известно всего 10 родов, представляющих, тем не менее все крупные таксоны, переходящие из палеозоя в мезозой. Отличительной чертой оленекских брахиопод является их преимущественная локализация в южных акваториях, относительное однообразие и отсутствие признаков высокой специализации.

В раннем триасе не известны фауны, которые могли бы рассматриваться в качестве антибореальных. В Новой Зеландии, где, как будет показано ниже, появились в более поздние эпохи специфические сообщества, раннетриасовые аммоноидеи представлены космополитическими родами или формами, более свойственными для Тетиса (*Owenites*, *Flemingites*) (Kummel, 1959, 1965).

В среднем триасе происходит дальнейшее увеличение таксономического разнообразия среди большинства групп морских беспозвоночных, сопровождавшееся возрастанием географической дифференциации фаун этого времени. В анизийском веке резко увеличивается численность родов гастропод, двустворок и брахиопод, но такое разнообразие отмечается только в бассейнах низких широт — Тетисе. Из 30 родов анизийских брахиопод только три спорадически

встречаются в бореальных регионах (Дагис, 1974). Еще большая диспропорция отмечается между тетическими и бореальными двусторками.

С ладинского века начинается экспансия брахиопод в бореальные акватории, где известен небольшой, но крайне специфический комплекс (роды *Sinuplicorhynchia*, *Sulcorhynchia*, *Piarorhynchia*, *Pennospiriferina*, *Aulacothyroides*, *Arctothyris*). Одновременно брахиоподы проникают и в акватории, расположенные к югу от Тетиса. В Новой Зеландии (Marwick, 1953) и в Новой Каледонии (Drot, 1953) в аналогах ладинского яруса известен комплекс брахиопод, представленный исключительно эндемичными видами и отдельными родами, причем слабая изученность этой своеобразной фауны позволяет полагать, что после монографической обработки число эндемичных высших таксонов в ее составе сильно возрастет. Как сибирские, так и новозеландские ладинские брахиоподы отличаются от тетических значительно меньшим таксономическим разнообразием, отсутствием ряда индикаторов Тетиса (*Norellidae*, *Retziidae*, *Diplospirellinae* и др.), полным эндемизмом на видовом и в основном родовом уровнях. В ладинском веке, таким образом, начинается биогеографическое обособление акваторий, расположенных к югу от Тетиса.

Анизийские амmonoидеи в Тетисе разнообразны, насчитывают около 80 родов из которых почти 2/3 являются эндемиками. Только для этой акватории свойственны некоторые таксоны семейственной группы — *Balatonitidae*, *Acrochordiceratidae*, *Paraceratitinae* и др. В Новом Свете подобная фауна известна только в западных штатах США (Smith, 1914).

Бореальные регионы характеризуются обедненными комплексами амmonoидей; эндемизм здесь проявляется лишь на родовом уровне (*Arctohungarites*, *Grambergia*, *Amphipopanoceras* и др.). В ладинском веке географическая дифференциация амmonoидей усиливается, что приводит к еще большему обособлению северных фаун, в которых явно доминируют виды эндемичных родов (*Arctogymnites*, *Arctoptychites*, *Sphaerocladiscites*, *Nathorstites* и др.). Космополитические формы представлены практически двумя родами — *Longobardites* и *Megaphyllites* (Архипов, 1974; Дагис и др. 1974).

В позднем триасе все группы морских беспозвоночных достигают наибольшего расцвета и соответственно максимального таксономического разнообразия, которые в конце норийского века сменяются быстрым упадком. Для некоторых групп, таких как амmonoидеи и брахиоподы, граница триаса и юры была не менее критической, чем рубеж перми и триаса.

В позднем триасе прогрессирует географическая дифференциация морских беспозвоночных и наиболее четко обособляются фауны акваторий низких широт от фаун бореальных и нотальных регионов, что может быть проиллюстрировано на примере анализа географических связей брахиопод. Отличительной чертой брахиопод Тетиса является их исключительное разнообразие и эндемизм на высоком таксономическом уровне. Достаточно указать, что из 108 известных

Таксономическое разнообразие брахиопод в позднем триасе (первая цифра означает число родов, вторая – семейств)

	Бореальные регионы	Тетис	Нотальные регионы
Koninckinacea	0	4-1	0
Thecospiracea	0	6-3	0
Thecideacea	0	2-2	0
Basiliolacea	1-1	7-5	0
Rhynchonellacea	6-1	10-1	2-1
Spiriferinacea	9-2	14-2	6-2
Athyridacea	1-1	10-1	2-1
Retziidina	0	5-1	1?
Dielasmatacea	3-2	14-2	1-1
Terebratulacea	0	3-1	0
Loboidothyracea	1-1	1-1	0
Dallinacea	1-1	9-2	1-1

позднетриасовых родов 76, т.е. 3/4 от общего состава, ограничены тетическими акваториями. Из 26 семейств 16 не известны вне Тетиса; специфическими для этого региона были надсемейства Koninckinacea, Thecospiracea, Thecideacea, а также подотряд Retziidina (см. таблицу). Главным образом тетическими были Athyridacea и Basiliolacea.

Позднетриасовые брахиоподы акваторий, расположенных севернее Тетиса, существенно беднее, насчитывают всего 22 рода. Практически все виды (за исключением *Halorella amphitoma*) в этих регионах местные, и столь же высока степень эндемизма на родовом уровне – 77% (роды *Dentospiriferina*, *Canadospira*, *Boreiospira*, *Sinuplicorhynchia*, *Aulacothyroides*, *Orientospira*, *Viligella*, *Ochotathyris*, *Pseudohalorella* и др.), но на более высоком таксономическом уровне обособленность северных брахиопод почти не проявляется (рис. 1). Специфично для этих регионов лишь одно семейство – Aulacothyroideidae (Дагис, 1974). Крайне своеобразен в эту эпоху северный комплекс двустворок, представленный почти исключительно эндемичными видами родов *Oxytoma*, *Tosapecten*, *Entolium*, *Chlamys*, *Lima*, *Ochotomya* и др. (Кипарисова и др. 1966).

Примерно такого же ранга отличия имеются в позднем триасе между брахиоподами Тетиса и более южных акваторий. Позднетриасовые комплексы Новой Зеландии и Новой Каледонии существенно обеднены. Как и на севере, здесь отсутствуют индикаторы Тетиса, существен эндемизм на видовом и родовом уровнях. Доминируют в этих сообществах виды местных родов *Clavigera*, *Rasteliger* и *Psioidea*. Особый интерес представляет появление в нотальных акваториях северных родов – *Pseudolaballa* (*Spiriferina suessi* var.

australis Trech.) и *Kolymithyris* (*Terebratula pachydentata* Trech.), не известных в Тетисе.

Отмеченные в позднем триасе три зоны с разными комплексами брахиопод, за исключением северной, не прослеживаются в Новом Свете. Редкие находки этой группы из разных районов обоих континентов принадлежат к космополитическим, реже местным (*Spondylospira*, *Eodalina*) родам. В новом Свете полностью отсутствуют индикаторы Тетиса, несмотря на благоприятные для их обитания рифогенные фаши во многих районах. Последнее не означает, что аналоги тетических сообществ не могут быть установлены в Новом Свете. Исключительно тетическими в позднем триасе были герматипные кораллы. Крайне северные находки этой группы вдоль западного побережья Тихого океана известны в Приморье (45° с.ш.), где они ассоциируют с характерными тетическими брахиоподами (*Koninckinacea*, *Thecospiracea*, *Retzidiina*), наиболее южные – в Индонезии (10° ю.ш.). Столь же характерна для Тетиса группа толстостворчатых двустворок – мегалодонтиды (рис. 2). Наконец, в Тетисе в рассматриваемую эпоху (за исключением рэта) обитали разнообразные аммоноидеи, которые вне этого региона встречаются очень редко. В карнийских отложениях северных областей известно 10 родов, в Новой Зеландии – 4, в Тетисе – более 100 родов. Такая же картина изменения численности родов аммоноидей в разных акваториях сохраняется и в норийском веке.

В Новом Свете позднетриасовые герматипные кораллы известны от Южной Аляски (62° с. ш.) до Перу (10° ю.ш.). Этим интервалом широт ограничены отдельные находки мегалодонтид и таксономически разнообразная фауна аммоноидей. На рис. 2. показано распространение гетероморфных аммоноидей – семейства *Choristoceratidae* (Wiedmann, 1973), но сходными являются ареалы большинства семейств аммоноидей (*Tropitidae*, *Episculitidae*, *Tropicelidae*, *Thisbitidae* и т.д.).

Устанавливаемые в триасе три группы акваторий, населенных отличными комплексами беспозвоночных, рассматриваются в качестве биогеографических подразделений первого ранга – областей: Бореальной, Тетической и Маорийской, или Нотальной. Отличия в фаунах беспозвоночных этих областей в течение триасового периода не были одинаковыми. Они не улавливаются в индском веке, и только с оленекского века начинается дифференциация фаун Бореальной и Тетической областей. В среднем триасе обособленность морских беспозвоночных разных регионов усиливается и с ладинского века можно говорить о появлении специфических нотальных фаун. Максимальные отличия систематического состава фаун разных биогеографических областей обнаруживаются в позднем триасе, но в начале юры вновь происходит нивелирование биогеографических различий фаун в разных акваториях и раннелайсовы аммоноидеи имеют универсальный характер.

К. Динер (Diener, 1915) категорически отрицал прямые связи между географической дифференциацией морских фаун и климатом.

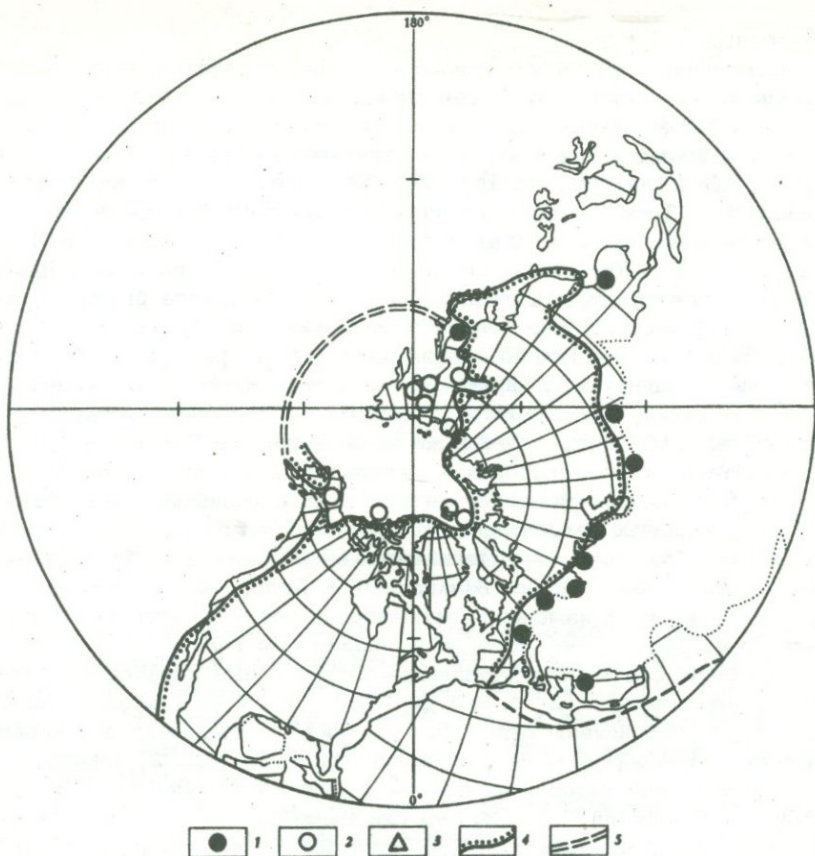
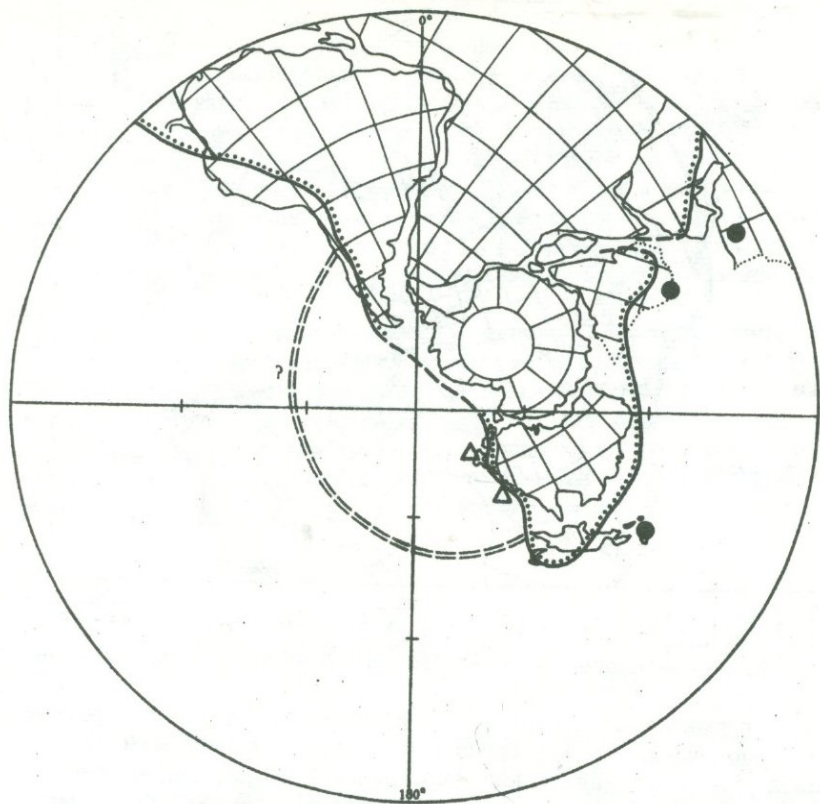


Рис. 1. Географическое распространение брахиопод в позднем триасе

1 — основные местонахождения индикаторов Тетической области (*Thecospiracea*, *Thecideacea*, *Koninckinacea*, *Retziidina* и др.); 2 — важнейшие местонахождения брахиопод в северном полушарии, в кото-

По его мнению, "условиям распространения триасовых морских фаун не препятствует ни экватор, ни полярный круг. Они регулируются направлением морских течений, конфигурацией берегов и их геологическим развитием" (стр. 543). В то же время известно, что температура является одним из важнейших факторов, контролирующих распространение организмов (Gunter, 1957). В первую очередь от этого фактора зависит таксономическое разнообразие морских беспозвоночных (Stehli a. oth., 1967; Strauch, 1972), причем наиболее резкий скачок в разнообразии фаун отмечается между субтропическим и умеренным поясами. Следовательно, можно полагать, что Тетическая область в целом совпадала в триасе с тропиками



рых индикаторы Тетиса отсутствуют и широко развиты эндемичные роды; 3 – то же для южного полушария; 4 – предполагаемая береговая линия; 5 – граница между акваториями с фаунами брахиопод разного типа. Картографическая основа по Смиту и другим (1973)

и субтропиками, а Бореальная и Маорийская области были расположены в более прохладных, вероятно, умеренных поясах.

Если эти предположения верны, они лучше согласуются с палеогеографическими реконструкциями, учитывающими дрейф континентов. При фиксированном положении континентов трудно объяснить асимметрию приэкваториального пояса, его смещение к северу (крайние находки тетических фаун на севере известны на 62° с. ш., в южных районах – 12° ю.ш.), хотя обнаруживается примерная параллельность границ этого пояса современным климатическим зонам. В то же время очертания Тетической области могут быть хорошо увязаны с палеоширотами на картах, в построении которых отражены палео-

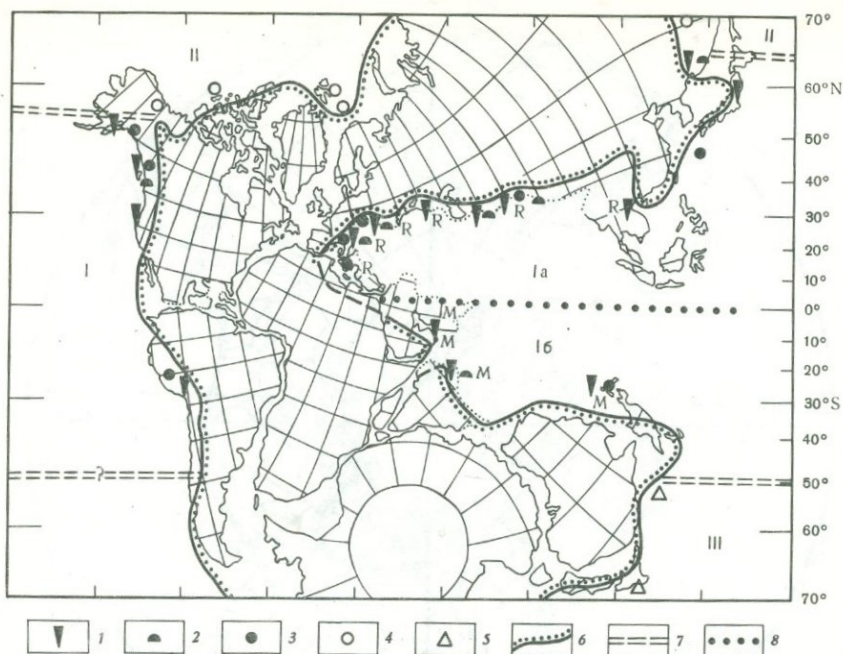


Рис. 2. Схема биогеографического районирования поздне триасовых морей

1 - гермагипные кораллы; 2 - мегалодонтиды; 3 - гетероморфные аммоноидеи; 4 - все группы отсутствуют в северном полушарии; 5 - то же для южного полушария; 6 - предполагаемая береговая линия; 7 - границы между биогеографическими областями; 8 - граница между участками с разной фауной в Тетической области; I - Тетическая область; Ia - северная зона Тетиса, в прибрежных участках которой в комплексах брахиопод преобладают веллереллиды, конинкиниды, тексоспириды, диелязматиды, лабаллиды (R); Ib - южная зона с своеобразной фауной Misolia (M); II - Бореальная область; III - Маорийская область

магнитные данные (рис. 2). Тропическая и субтропическая зоны имеют на таких картах положение, аналогичное современным, и отличаются лишь большей шириной, что вполне понятно, если учесть что в настоящее время мы живем в относительно прохладную послеледниковую эпоху.

Мобилистские реконструкции также позволяют удовлетворительно объяснить нотальный облик фауны Новой Каледонии и Новой Зеландии в силу положения этих островов в более высоких широтах, а также интерпретировать отличия в фаунах северной и южной прибрежных зон Тетиса, которые наиболее четко обнаруживаются в позднем триасе. В сообществах норрийских и рэтских брахиопод Альп, Карпат,

Крыма, Кавказа, Памира и Индокитая основную роль играют веле-
реллиды, диелязматиды, лабаллиды, текоспириды, конинкиниды. В одно-
временных и однофациальных отложениях южной прибрежной зоны
(Индонезия, Гималаи, Оман) встречается специфический комплекс,
в котором основную роль играют роды *Misolia*, *Hagabirhynchia* и
спирифериниды из группы *Spiriferina abichi*. Большое сходство но-
рийских двустворок Омана, Гималаев и Индонезии и их отличие от
одновозрастных комплексов северной прибрежной зоны отмечено
Хадсоном (Hudson, Jefferies, 1961). Аналогичная картина наблю-
дается и в распространении тетических аммоноидей этого времени
(Diener, 1915).

Резкие отличия в фаунах южных и северных частей Тетиса, имею-
щих субширотную ориентировку, не могут быть объяснены контролем
температурного фактора, поскольку в обеих прибрежных зонах из-
вестны индикаторы Тетической области во всех важнейших группах
беспозвоночных. Наиболее реальным изолирующим фактором следует
считать глубины и ширину Тетиса, что возможно лишь при рекон-
струкции этой акватории в виде обширного залива Панталассы.

ABSTRACT

On the Permian – Triassic boundary there occurred the extinction of high
taxa of marine invertebrates and the Early Triassic was the most critical
epoch in the life of all the groups. The distinguishing feature of the Early
Triassic fauna was its impoverishment and low diversity. In more late times
there took place regular increase of taxonomical diversity in all
groups of invertebrates, followed by progressive enlargement their geogra-
phical differentiation.

Three biogeographical subdivisions of the first rank or realms can be
determined in Triassic: 1–Tethyan, included the aquatoria of low latitu-
des; 2–Boreal, to which circumpolar basins from the North Hemisphere (Si-
beria, Northern Alaska, Canadian Arctic Islands, Spitzbergen) can be as-
signed; 3 – Maorian or Notal are reported only from New Zealand and New
Caledonia.

Boreal realm begins to separate from the Tethyan at the close of the
Early Triassic and Maorian one can be determined beginning from Ladinian
epoch only. The distinguishing feature of Tethyan realm was peculiar ta-
xonomical diversity and high rank of endemity of marine invertebrates on
family and higher level. The distribution of hermatypic coralls is
limited only by this realm. Boreal faunas differed from Tethyan ones with
considerable im poverishment in systematic composition of all the groups
and with more low rank of endemity on species and genera level. Specific
families in this realm are rare and are known from some groups only (Bra-
chiopoda). Similar differences are determined also between Maorian and
Tethyan realms. Maorian fauna is even more impoverished than Boreal
one, but the last circumstance is probably connected with not thoroughly
-study of Notal regions.

The main reason of such latitudinal differentiation of fauna in Triassic was the climate. With the analogy of the distribution of recent invertebrates is suggested that fauna of high taxonomical diversity in Tethyan realm corresponded to tropic and subtropic belts. Boreal and Maorian realms corresponded to more cool, probably temperate climatical belt.

Biogeographical differentiation of Triassic faunas is well correlated with paleogeographical constructions taking into consideration continental drift. On Pangaea reconstruction asymmetry of Tethyan realm is not observed and the specificity of fauna from New Zealand and New Caledonia could be better explained in the connection with their situation in high paleolatitudes. In the some way can be better explained the faunal differences of the northern and southern tidal zones of Tethyan (fig. 2) that represented large aquatoria – bay of Panthalassa.

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов Ю.В. 1974. Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. Якутск.
- Дагис А.С. 1974. Триасовые брахиоподы. Морфология, система, филогения, стратиграфическое значение и биогеография. "Наука". Сибир. отд.
- Дагис А.С., Бычков Ю.М., Архипов Ю.В. 1974. Биостратиграфия триаса Северо-Восточной Азии. – Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 136.
- Кипарисова Л.Д., Бычков Ю.М., Полуботко И.В. 1966. Позднетриасовые двустворчатые моллюски Северо-Востока СССР. Магадан.
- Морозова И.П. 1969. О систематическом составе и распространении мшанок в триасе. – Палеонтол. журн., № 2.
- Diener C. 1915. Die Marinen-Reiche der Triasperiode. – Denkschr. Kaiserl. Akad. Wiss.
- Drot J. 1953. Brachiopodes du trias et de l'infralias de Nouvelle-Calédonie. – Sci. de terre, t. 1.
- Gunter G. 1957. Temperature. – Mem. Geol. Soc. America, v. 67. "Treatise on marine ecology and paleoecology"
- Hudson R., Jefferies R. 1961. Upper Triassic Brachiopods and Lamellibranchs from Oman peninsula, Arabia. – Paleontology, v. 4, pt. 1.
- Kummel B. 1959. Lower Triassic ammonoids from Western Southland, New Zealand. – N.Z. J. Geol. and Geophys., N 2.
- Kummel B. 1965. New Lower Triassic ammonoids from New Zealand. – N.Z. J. Geol. and Geophys., N 8.
- Kummel B. 1973. Lower Triassic (Scythian) Molluscs. – In "Atlas of paleobiogeography". Elsevier Sci. Publ. Co.
- Marwick J. 1953. Divisions and faunas of the Hokonui System. – Paleontol. Bull. N.Z. Geol. Surv., N 21.
- Moore R.C. 1952. Evolution rates among crinoids. – J. Paleontol., v. 26, N 3.
- Smith A.J., Briden J.C., Drewry G.E. 1973. Phanerozoic world maps. – Spec. Paper Paleontol., N 12.
- Smith J.P. 1914. The Middle Triassic marine invertebrate faunas of North America. – U.S. Geol. Surv. Profess. Paper N 141.
- Stehli F.G., Mclester A.L., Helsley C.E. 1967. Taxonomic diversity of recent bivalves and some implications for geology. – Bull. Geol. Soc. America, v. 67, N 1.

- Strauch F. 1972. Zur Klimabildung marinen Organismen und ihre geologisch-paläontologische Bedeutung. — Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Abh., Bd.140, N 1.
- Tözer E.T. 1971. Triassic time and ammonoids: problems and proposals. — Canad. J. Earth Sci., v. 8, N 8.
- Wiedmann J. 1973. Upper Triassic heteromorph ammonites. In "Atlas of paleobiogeography". Elsevier Sci. Publ. Co.

М. А. ПЕРГАМЕНТ

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ИНОЦЕРАМОВ СЕВЕРА ТИХООКЕАНСКОЙ И АТЛАНТИЧЕСКОЙ ОБЛАСТЕЙ

Анализ стратиграфического положения видов иноцерамов юры и мела в обоих полушариях позволил в 1967 г. сделать вывод о пульсационном (этапно-фазовом) развитии этой группы двустворок во времени. Отчетливо наметились два этапа увеличения (аален — оксфорд, альб — маастрихт) и два этапа уменьшения (геттанг — тоар, киммеридж — апт) количества видов, а в пределах этапов — аналогичные, но более короткие интервалы времени. Они были названы, соответственно, фазами расцвета и спада (или консервации) видообразования иноцерамид (Пергамент, 1967) и позволили выяснить как общую направленность развития иноцерамов, так и их отдельных филогенетических ветвей и подойти к освещению этапности в морфологических преобразованиях группы. В данной статье рассматриваются общие особенности и рубежи развития позднемеловых иноцерамов двух крупнейших эколого-палеофаунистических областей того времени — Тихоокеанской и Атлантической, состав видов иноцерамов в которых в отдельные века позднего мела резко отличался.

Исходными для позднемеловых иноцерамов обеих областей являются плоские, округлые, равномерно скульптурированные формы группы *Inoceramus crispus*, происшедшей (Савельев, 1962) от позднеальбских *I. concentricus* Park. Уже в середине сеномана эта группа дала начало ветви более высоких и выпуклых *I. scalprum* Böhm, *I. pictus* Sow. В это время от нее на севере Тихого океана и юге Северной Америки (Техас и др.) отделились крупные *I. pennatulus* Perg., *I. ginterensis* Perg., *I. reduncus* Perg., *I. tychlywaiamensis* Ver. с характерным онтогенезом (ступенчатое — многостадийное и инволютное нарастание), угасшие к концу века. За пределы сеномана здесь на выходят и *I. pictus* (s.l.), тогда как в Западной Европе несколько выше отмечаются формы с признаками как *I. pictus*, так и раннетуронского *I. labiatus* Schloth. (Tröger, 1967).

Раннетуронская группа *I. labiatus* всюду характеризуется высокой уплощенной митилоидной раковиной только с концентрической скульптурой. В конце раннего турона она сменяется через *I. latus*

Mant. группой *I. lamarcki*, а ее признаки угасают по мере развития у представителей последней выпуклости и скульп уры раковины и увеличения размеров.

В морфологически разнообразной, обширной группе *lamarcki* можно выделить три параллельные основные ветви: 1) *I. lamarcki* - *I. emsti* - (*I. deformis*) - *I. wandereri* - *I. koeneni* - *I. involutus*; 2) *I. lamarcki* - *I. kleini (stantoni)* - *I. subquadratus*; 3) *I. lamarcki* - *I. percostatus* - *I. subcardissoides*. В первой ветви перечисленные виды связаны переходными формами (Woods, 1912), а ее развитие шло от прямой, почти равностворчатой раковины с грубой концентрической скульптурой к инволютной, резко неравностворчатой и закончилось в позднем коньяке. Вторую ветвь в то же время заканчивает группа *I. subquadratus* Schlüt., в том числе формы с радиальной скульптурой. Третья ветвь определено была исходной для сантонских *I. pachti* - *I. cardissoides* - *I. lobatus* - *I. pinniformis* - *I. patootensis* - *I. lingua*. Родственные связи форм этих видов, считающихся сфеноцерамами, подробно рассмотрены в литературе (Добров, 1952; Soukup, 1956; Кошубинский, 1961) и сомнений не вызывают. Схема же Вудса для них стратиграфически неточна.

От *I. percostatus*, очевидно, произошел и *I. cordiformis* Sow. (s.l.) давший начало двум ветвям. В одной из них (боковой) модификации радиальной ложбины приводят к возникновению килевидных перегибов со срединным понижением на вздутой (и даже полуинволютной) раковине типа *I. böhmi* - *I. haenleini* - *I. brancoi* (Seitz, 1961).

В основной ветви развивается группа сравнительно уплощенных *I. mülleri* - *I. germanicus* - *I. azerbaijanensis*, к которой по ряду общих черт строения примыкают тихоокеанские *I. transpacificus* Perg. Эта линия, возможно, явилась исходной для сложной и еще слабо изученной группы *I. balticus* (s.l.) кампана - маастрихта.

Развитие последней группы от типичного вида (Giers, 1964; Seitz, 1967) прогрессировало по крайней мере в двух параллельных рядах, заканчивающихся формами с радиальной скульптурой:

1) *I. balticus balticus* - *I. decipiens* - *I. alaeformis* - *I. nahorianensis* (= *I. zitteli* Kocjub. non Petrascheck), 2) *I. balticus balticus* - *I. regularis* - ?*I. caucasicus* - "*I. tegulatus*. Менее определены связи между *I. balticus marcki* - *I. flexibalticus* - *I. brancoiformis*, которым, может быть, предшествовали удлиненные, слабо-выпуклые крымско-кавказские *I. agdjakendensis* Aliev, *I. daghestanensis* Pavl. и др. Пока неясны и связи других морфологически весьма разнообразных иноцерамов кампана и маастрихта Восточной Европы и внутреннего запада Северной Америки.

Сантонскую ветвь *I. cycloides* - *I. undulatopectatus*, к которой, несомненно, принадлежит и *I. japonicus* Nag. et Mats., завершают специфические тихоокеанские *I. orientalis* Sok., *I. elegans* Sok. Двойная система концентрических складок различной кривизны (Соколов, 1914) отличает группу *orientalis* от более поздних (кампан) ра-

диально-складчатых форм *I. schmidti* (Mich.), *I. sachalinensis* Sok. и сближает с упоминавшейся сантонской группой *mulleri-germanicus*. Для последней не характерна радиальная скульптура, возникающая у иноцерамов лишь конечных этапов развития ряда ветвей.

Формы тихоокеанских групп *I. schmidti*, *I. sachalinensis* кон-вергентно сходны с *I. undulaticus* Roem. В настоящее время больше оснований связывать их начало не с *I. naumanni* Yok. (Nagaо, Matsumoto, 1939-1940), резко отличающимся формой и скульптурой раковины, а с развитием *I. ordinatus* Perg. Последний вид происходит, по-видимому, от *I. lingua* (s.l.), или через *I. ezoensis* (s.l.) от *I. cycloides*. Соотношения групп с *I. transpacificus* - *I. orientalis* пока не установлены.

Кратко охарактеризованные выше филогенетические связи иноцерамов позднего мела, конечно, нельзя считать окончательными, так как сейчас еще не ясны даже примерно соотношения между рядом групп и многими видами. Но важно было наметить общую схему последовательности развития основных групп иноцерамов, связи между, казалось бы, морфологически далекими видами которых определяются как непосредственными переходами, так и изучением онтогенеза их характерных представителей. Несколько очень хороших примеров таких связей приведены выше. Важно убедиться и в том, что в условиях широко сообщавшихся позднемеловых бассейнов последовательность и характер морфологических изменений большинства соответствующих во времени групп иноцерамов тихоокеанских и атлантических морей совпадают.

Общая тенденция развития позднемеловых иноцерамид состоит, таким образом, в направленном изменении морфологии их раковин от плоских или слабовыпуклых форм с однотипной концентрической скульптурой к инволютным (или многостадийно-ступенчатым) или радиально-складчатым. Примером первых может служить рассмотренный выше ряд *I. labiatus* - *I. involutus*, вторых - последовательные изменения в рядах *I. concentricus* - *I. sulcatus* (Woods, 1912; Халилов, 1969) и *I. cycloides* - *I. undulaticus* (Seitz, 1967). Морфологически сходными формами заканчиваются и некоторые другие ветви иноцерамов, что также свидетельствует о повторяемости в развитии определенных морфологических стадий.

Прослеживая последовательность комплексов и рубежи в развитии позднемеловых иноцерамов Атлантической и Тихоокеанской областей, мы убеждаемся в аналогичном появлении в разрезах их общих видов, с которыми сочетаются местные формы, подчеркивающие специфику развития. Так, основные отличия в развитии иноцерамов этих областей в сеномане заключаются в том, что 1) на севере Тихого океана и Америки не получает широкого распространения группа *I. crippei* (s.l.), хотя ее ранние формы (определяемые в качестве *I. aff. crippei* Mant.) морфологически одинаковы в нижних слоях сеномана Европы, Японии, Камчатки, Аляски и Калифорнии; 2) эти формы в середине сеномана вытесняются на севере Тихого океана и юге Северной Америки своеобразным комплексом (*I. penna-*

tulus и др.), развитие которого по времени отвечает расцвету группы *I. crippei* и ее производных в Европе. В конце среднего и в начале позднего сеномана этот комплекс включает общие виды (*I. tenuis* Mant., *I. scalprum* Böhm, *I. atlanticus* Heinz, *I. dunveganensis* McLearn и др.) с комплексами Европы и запада Северной Америки, но, как и последние, отличается преобладанием местных форм; 3) в конце сеномана на севере Атлантики число видов иноцерармов значительно сокращается, причем в эпиконтинентальных бассейнах Европы фактически до одного *I. pictus* Sow. (s.l.). В морях востока Азии и юга Северной Америки с этим же видом в узком стратиграфическом интервале ассоциируется несколько характерных для этих районов форм (Пергамент, 1966, 1974б).

Таким образом, в развитии иноцерармов названных областей в сеноманском веке устанавливаются по три отчетливых интервала. В этой связи трехчленное деление сеномана по аммонитам кажется оправданным, хотя совпадение зон, выделяемых по аммонитам и иноцерармам, еще не доказано.

В турон-коньякское время развитие иноцерармов названных областей еще более сходно. В них полностью обновляется состав видов и в различных регионах практически одновременно появляется группа *I. labiatus*, а затем сложная группа *I. lamarcki*. Развитие последней составляет отличительную черту этого времени, а ее расцвет (поздний турон - коньяк) совпадает с широкой трансгрессией, чем, по-видимому, объясняется не только глобальное распространение, но и морфологическое разнообразие группы как результат освоения ее представителями новых экологических ниш. На севере Тихого океана (СССР, Япония, Аляска) в составе группы *I. lamarcki* уже с середины турона появляется специфический комплекс видов. Это крупные и гигантские раковины со ступенчатым типом нарастания, как и изредка встречаемые в верхнем туроне - нижнем коньяке Кавказа и Прикаспия (Егоян, 1955; Ренгартен, 1965). Изменения их морфологии в целом сходны с тихоокеанскими формами. В тихоокеанских морях комплекс прослеживается до начала коньяка, но уже в позднем туроне с ним здесь сосуществуют почти все характерные виды, в том числе и те, которые в атлантических районах часто относили к *I. lamarcki* Park. sensu Woods (Пергамент, 1971).

Еще больше адаптивных форм иноцерармов на севере Тихого океана в раннем коньяке. Но и в это время с ними обитали здесь виды, обычные для коньяка приатлантических районов и севера Сибири, причем их последовательность и развитие хорошо согласуются. Однако здесь отсутствуют типичные для начала коньяка Европы и Северной Америки *I. deformis* Meek, *I. wandereri* And., *I. schloenbachi* Böhm, хотя гигантские иноцерармы других видов были не редки в Тихоокеанском бассейне того времени.

В позднем коньяке, когда всюду отмечается угасание группы *I. lamarcki*, в Атлантической области вымирают широко распространенные *I. involutus* Sow., *I. subquadratus* Schlüt. и другие, а на севере Тихого океана, кроме редких инволютных форм, заканчивают свое

развитие и виды (*I. mametensis* Perg., *I. praeinconstans* Perg.), морфологически мало менявшиеся в течение всей турон-коньякской фазы расцвета. В конце этой фазы в разных биогеографических регионах отмечаются одновременные четкие адаптивные модификации видов различных ветвей группы *lamarcki*, о развитии которых говорилось выше. Это, например, *I. percostatus* - *I. russiensis* - *I. flaccidus*; *I. inconstans* - *I. mihoensis*; *I. involutus* - *I. umbonatus* - *I. exogyroides*.

В морфологических преобразованиях иноцерамид в течение турон-коньякской фазы расцвета для регионов обеих областей сейчас фиксируется разное число интервалов, уровни которых определяют границы принимаемых здесь зон. Количественная разница интервалов, которую справедливо объясняют изученностью (Seitz, 1959), может отражать и специфику развития разновозрастных комплексов иноцерамов в различных биогеографических условиях. Поэтому в качестве зон шкалы должны приниматься не вообще все "зоны" каждой области (в частности, для верхнего турона - коньяка), но лишь хорошо прослеживающиеся их группировки (Пергамент, 1974б). Обычно отмечаемая нерезкость турон-коньякской границы по иноцерамам, наличие многих переходящих через нее видов и т.д. с позиций этапности хорошо объясняются большим разнообразием эволюционных (морфологических) изменений множества видов иноцерамов в середине фазы их расцвета. Наряду с новыми, в это время продолжают существовать и многие раньше появившиеся виды.

Намного более ограничены изменения иноцерамов на рубеже коньяка и сантона, который в обеих областях отвечает новому спаду видообразования, полному обновлению состава видов и повсеместному появлению просто скульптурированных *I. cycloides* Wegn. и других и сфеноцерамов с дивергентной скульптурой. Эта фаза, по-видимому, была короче раннетуронской, так как исходные формы "тейльзоны сфеноцерамов" в Европе (Архангельский, 1916; Seitz, 1961, 1965) вытесняются уже в раннем сантоне пышно развивающейся группой *I. pachti* - *I. cardissoides*. Однако распространение последней, в отличие от группы *cycloides* - *undulatoplicatus*, больше контролировалось экологическими (и климатическими) условиями регионов, так как кардиссоидные формы до сих пор достоверно неизвестны в сантоне Северной Америки, Тетиса и южного полушария. Их нет и в Тихоокеанской области, где в это время существовали редкие *I. undulatoplicatus* (s.l.), *I. cycloides*, а также викарирующие с ними формы (Пергамент, 1974а,б), редко встречаемые в Западной Европе (Seitz, 1961), и специфические виды. Шире в обеих областях распространена среднесантонская группа кордицерамов, известная также в Тетисе и на юге Африки. Но в оценках как отдельных форм, так и основного вида этой группы имеются расхождения.

В позднем сантоне на севере обеих областей весьма обычны сфеноцерамы группы *I. lobatus* - *patootensis* - *lingua*. Их развитие завершает начальный цикл начавшейся в среднем сантоне новой фазы расцвета, который отделен от конечного ее цикла (кампан -

? начало маастрихта) коротким временем доживания последних сфеноцерамов (*I. lingua*) и началом развития группы *I. balticus* (s.l.).

Одновременное параллельное развитие особенно рельефно в кампане и раннем маастрихте, когда в Атлантической области бурно эволюционировала группа *I. balticus* - *I. alaeformis*, лишь единичными видами представленная в тихоокеанских районах. На севере Тихого океана в это же время развивались упоминавшиеся выше своеобразные радиально скульптурованные иноцерамы, открытые Ф.Б. Шмидтом (1873). По времени существования им могут отвечать недавно установленные (Seitz, 1970) в Европе и Северной Африке иноцерамы со сходным типом скульптуры.

Таким образом, в развитии иноцерамов в последнюю фазу их расцвета в Тихоокеанской области устанавливается по три этапа (и основанных на них оппелльзон) в сантоне и в кампане - маастрихте. В хорошо изученных районах Атлантики фиксируются также три этапа развития иноцерамов сантона (Seitz, 1961, 1965), но для кампан-маастрихского времени такие этапы здесь не выяснены.

Нерезкость сантон-кампанской и кампан-маастрихской границ по иноцерамам также связана с большим разнообразием их эволюционных изменений в эту фазу расцвета по сравнению, например, с позднемаастрихской фазой спада, когда были распространены только виды группы "*I.*" *tegulatus*.

Вышесказанное вытекает из анализа конкретного стратиграфического распространения позднемеловых иноцерамов в разрезах названных областей и сейчас может быть уже суммировано.

Уменьшение числа видов на этапах и фазах спада затрудняет анализ морфологических изменений иноцерамов, осложняет прослеживание филогенетических связей между соответствующими группами и создает впечатление криптогенного появления отдельных групп и их морфологических перестроек. Последние всюду наиболее отчетливы в начале турона (появление группы *labiatus*) и в начале сантона (появление группы *cycloides* - *undulatoPLICATUS* и кардиссоидных форм). Аналогично, но менее резко это проявляется и на границе нижнего и верхнего мела (развитие группы *crippsi*) сантона и кампана (вымирание сфеноцерамов) и в начале маастрихта (группа *alaeformis*) и др.

Другой особенностью морфологического развития иноцерамов является конвергентное сходство строения раковины разновременных групп, хотя между ними нет связующих форм с "промежуточными" чертами. Например, характерную концентрическую скульптуру и очертания створок альбских *I. angilicus* Woods и им предшествующих (неоком - апт) *I. neocomiensis* d'Orb. в большой степени повторяют сеноманские *I. cripPsi* (s.l.), сантонские *I. cycloides* (s.l.) и др. Иноцерамы с радиальной скульптурой появляются сперва в позднем альбе (*I. sulcatus*), затем возникают в конце коньяка и в сантоне (*I. percostatus*, *I. undulatoPLICATUS*, *I. cardissoides*), кампане (*I. schmidti*, *I. sachalinensis*), маастрихте (*I. alaeformis*, "*I.*" *tegulatus*).

Периодическое проявление сходных морфологических изменений у одновременных групп (видов) иноцерамов, по-видимому, отражает повторение структур в их организации. Поскольку эти конвергентно проявляющиеся черты и признаки оказываются качественно новыми, отличающимися, упоминавшиеся более поздние комплексы иноцерамов никогда не включают поэтому общих видов с предшествующими. С учетом этого можно, по-видимому, говорить об эволюционном единстве фаз спада и расцвета как отражении определенной повторяемости морфологических изменений иноцерамов, причем фазы спада отвечают заложению, а фазы расцвета — реализации новых признаков.

Относительно большая длительность во времени (и в разрезах) фаз реализации объясняет менее резко выраженные в это время уровни возникновения новых таксонов и устанавливаемых по ним стратиграфических границ. Примеры переходов от фаз спада к фазам расцвета позволяют фиксировать "промежуточные" разновидности, подвиды и даже морфологически мало отличающиеся виды (например, *I. undulatoPLICATUS* — *I. michaeli* — *I. japonicus*; *I. pachti* — *I. cardissoides*). Следовательно, уже в начале фаз расцвета отчетливо намечается развитие путем идиоадаптаций. А фазы спада, несмотря на свою непродолжительность и минимальное число присущих им видов, очень четко фиксируются в различных провинциях и легче позволяют устанавливать одновозрастные стратиграфические интервалы. Эти относительно короткие отрезки развития данной группы двустворок определяют особенно четкие стратиграфические рубежи (например, зоны *I. crispis*, *I. labiatus*, *I. undulatoPLICATUS*, "*I.*" *tegulatus* и др.).

Из сказанного очевидно, что развитие иноцерамов северного полушария в позднем мелу оказывается принципиально одинаковым по направлению и последовательности (этапности) изменений основных морфологических черт комплексов и составляющих их видов. Из этого, естественно, следует заключение об одновременности изменений иноцерамов и устанавливаемых по ним стратиграфических рубежей в Тихоокеанской и Атлантической областях. Отсюда этап (фаза) в развитии этой группы может пониматься как интервал времени определенного эволюционного развития ее таксонов (видов), которым присущи характерные черты в организации. Этапу может отвечать становление, расцвет (спад) в развитии группы или ее вымирание, а в конце предыдущего нередко появляются уже и первые представители последующего этапа.

В заключение следует подчеркнуть, что при очевидной неполноте наших знаний о причинах пульсационного характера развития иноцерамид, в юрских и меловых этапах их расцвета отчетливо выступают более мелкие интервалы. Каждый из них характеризуется практически полным обновлением состава и состоит из 1) начальной фазы незначительного видообразования, часто с криптогенным появлением новых групп и коротким существованием немногих видов; 2) фазы расцвета видообразования в параллельных идиоадаптивных ветвях; 3) фазы обеднения комплексов и вымирания боль-

шинства форм в конце интервала. Фазы спада, обеднение и неравномерное вымирание не имеют видимой прямой связи с изменениями среды. Морфологически мало изменяющиеся виды широкого географического и узкого вертикального распространения чаще характерны у иноцерамид для начальных фаз каждого из интервалов (этапов), в конце которых отмечаются немногие доживающие, а в краевых океанических морях — главным образом и длительно существующие виды.

Фактор среды в атлантических и тихоокеанских бассейнах имеет, таким образом, большее значение в фазах расцвета, когда основным путем формирования специфических комплексов иноцерамов является именно адаптивная радиация, вызывая усложнение признаков уже в начале их реализации. В этих фазах в значительно большей степени сказываются изменения местных условий среды, различные для отдельных бассейнов и поэтому часто для них не строго одновременные.

Общность направленного развития иноцерамов в совершенно различных по типу отложений бассейнах Атлантической и Тихоокеанской областях свидетельствует и о том, что мы еще не знаем действительных причин, вызывавших последовательные сходные эволюционные преобразования и связи их с геологическими явлениями. Пока мы не улавливаем в геологической летописи факторы (возможно, и биотические), которые и определяли эти преобразования в резко отличающихся физико-географических условиях названных областей.

ABSTRACT

The pulsation character of alteration of some species of Jurassic and Cretaceous inocerams enabled to outline stages and phases of a relative increase and decrease of their speciation in time (Pergament, 1967). So, we managed to find out both the general tendency of evolution of inocerams and their separate phylogenetic branches, and approach the elucidation of a certain recurrence (stages) of their morphological transformations on the example of inocerams of the Pacific and Atlantic areas. The composition of inoceram species of these two largest Mesozoic system in the Late Cretaceous was extremely different.

The development of the Late Cretaceous inocerams begins in the Cenomanian in the both areas with the *Inoceramus crippsi* group and ends in the Maestrichtian with the "*I. tegulatus*" group. The general tendency of development of known Late Cretaceous inocerams consists in an oriented alteration of morphology of their test in series from flat or slightly convex forms with the monotypic concentric sculpture (such as *I. crippsi* Mant., *I. cycloides* Wegn., *I. balticus* Böhm., *I. regularis* d'Orb.) to involute or radial-folded forms. *I. labiatus* — *I. involutus* can serve as an example of the first, and successive changes in the series *I. concentricus* — *I. sulcatus* — (Woods, 1912; Khalilov, 1959) and *I. cycloides* — *I. undulatopectatus* (Seitz, 1967) — of the second ones. It follows from the analysis of concrete a stratigraphic distribution of inocerams in sections of the above areas that other inoceram branches end with involute or radial-folded forms.

Recurrent manifestation of similar morphological alterations in heterochronous groups (species) appears to reflect a repetition of structures in organization of inoceramids, since these convergently pronounced features and signs prove qualitatively new, peculiar. Therefore, later complexes of inoceramids never include species common with preceding ones.

Thus, the development of inoceramids of northern regions (basins) of Europe, North America and North-East Asia in the Late Cretaceous prove basically similar as to their direction and succession (stages) of alterations of main features of morphology of complexes and species composing them. This results in a conclusion on synchronicity of changes of the group and stratigraphic borders established through the latter in the Late Cretaceous in the north of the Pacific and Atlantic. Hence, under a stage (phase) in the development of inoceramids we can mean an interval of time of a certain evolutionary development of their taxons (species) having specific features in organization. A stage can relate to origination, flourish (decline) in the development of a group, or its extinction, the first representatives of a subsequent stage (phase) frequently appearing at the end of the previous stage.

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д. 1916. Верхнемеловые отложения Туркестана. - Труды Геол. комитета, новая серия, вып. 151.
- Добров С.А. 1952. Руководящие ископаемые верхнего мела СССР. *In. lobatus* aust. - Уч. зап. МГУ, т. V, вып. 161, "Геология".
- Егоян В.Л. 1955. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм.ССР.
- Кочубинский С.П. 1961. Иноцерамы верхнемеловых отложений Вольно-Подольской плиты и Галицко-Вольнской впадины. Автореф. канд. дис. Львов.
- Пергамент М.А. 1966. Зональная стратиграфия и иноцерамы основания верхнего мела Тихоокеанского побережья СССР. - Труды ГИН АН СССР, вып. 146.
- Пергамент М.А. 1967. Этапность развития *Inoceramus* в свете абсолютной геохронологии. - Палеонтол. журн., № 1.
- Пергамент М.А. 1971. Иноцерамы и биостратиграфия турон-коньякских отложений Тихоокеанских районов СССР. - Труды ГИН АН СССР, вып. 212.
- Пергамент М.А. 1974а. Стратиграфия и иноцерамы сенонских (сантон - маастрихт) отложений тихоокеанских районов СССР. - Труды ГИН АН СССР, вып. 260.
- Пергамент М.А. 1974б. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела севера Тихоокеанской области и зональная шкала. Автореф. докт. дис. М.
- Ренгартен В.Н. 1965. Опорные разрезы верхнемеловых отложений Дагестана. М.-Л., "Наука".
- Савельев А.А. 1962. Альбские иноцерамиды Мангышлака. - Труды ВНИГРИ, вып. 196, Палеонтол. сборник, № 3.
- Соколов Д.В. 1914. Меловые иноцерамы Русского Сахалина. - Труды Геол. комитета, вып. 83.
- Халилов А.Г. 1969. Нижнемеловые иноцерамы восточной части Малого Кавказа. - Изв. АН Азерб.ССР, серия геол.-географ. наук, № 4.

- Шмидт Ф.Б. 1973. Окаменелости меловой формации острова Сахалина. — Труды Сиб. экспед. Русск. географ. о-ва, физ. отд., т. III, вып. 1.
- Giers H. 1964. Die Grossfauna des Mukronatenkreide (unteres Obercampan) im östlichen Münsterland. — Fortschr. Geol. Rheinland-Westfalen, 7.
- Nagao T., Matsumoto T. 1939–1940. A monograph of the Cretaceous *Inoceramus* of Japan. — J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., ser. 4, v. 4, N 3–4, 1939; v. 6, N 1, 1940.
- Seitz O. 1959. Vergleichende Stratigraphie der Oberkreide in Deutschland und Nord-Amerika mit Hilfe der Inoceramen. — Sistema Cretacico, t. I. Mexico.
- Seitz O. 1961. Die Inoceramen des Santon von Nordwestdeutschland. Teil 1. Beih. geol. Jahrb., Bd. 86.
- Seitz O. 1965. Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. Teil. II. — Beih. geol. Jahrb., Bd. 69.
- Seitz O. 1967. Die Inoceramen des Santon und Unter-Campan von Nordwestdeutschland. Teil. III. — Beih. geol. Jahrb. Bd. 75.
- Seitz O. 1970. Über einige Inoceramen aus der Oberen Kreide. 2. Die Muntigler Inoceramen-Fauna and ihre Verbreitung im Ober-Campan und Maastricht. — Beih. geol. Jahrb., Bd. 86.
- Soukup J. 1956. Das Vorkommen von *Inoceramus* aus der Gruppe *subcardissoides* in der böhmischen Kreide. — Sborn. ser. geol. Tschécoslovaquie, t. 22, Praha.
- Tröger K.A. 1967. Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman und Turon). — Abh. Staatl. Mus. Mineral. und Geol. Dresden, Bd. 12.
- Woods H. 1912. The evolution of *Inoceramus* in the Cretaceous period. — Quart. J. Geol. Soc. London, v. 68.

В. А. ВАХРАМЕЕВ

РАЗВИТИЕ МЕЛОВЫХ ФЛОР СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Меловая флора Якутии, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР вместе с одновозрастными флорами Аляски и Западной Канады образуют Сибирско-Канадскую палеофлористическую область (Бореально-Пацифическую подобласть, по Л.Ю. Буданцеву), располагавшуюся в поясе умеренно теплого климата. На севере эта область захватывала Новосибирские острова и Аляску, а на юге простиралась примерно до линии, проходящей через Хабаровск, Ванкувер и Калгари. Южная ее граница временами сдвигалась к северу во время потепления климата.

Южнее располагался пояс субтропических и тропических флор, занимавших Южное Приморье, Японию и США, содержавших в своем составе в раннем мелу цикадоидеи с боченкообразными стволами, а во второй половине позднего мела пальмы. В позднемеловую эпоху Сибирско-Канадская область ограничивалась с запада морем, покрывавшим Западно-Сибирскую низменность, а с востока — морским бассейном протягивавшимся через среднюю часть Северной Америки и соединявшим Арктические моря с Тетисом.

В развитии раннемеловой флоры Сибирско-Канадской области можно наметить три крупных этапа (и соответствующие им комплексы), примерно отвечающие неокому (берриас - баррем), апту, раннему - среднему альбу.

Неокомский возраст имеют растительные остатки, связанные с кигилихской и кбсюрской свитами северной части Ленского бассейна, батыльхской свитой южной части того же бассейна, солонииской свитой Буреинского бассейна, верхней половиной ожогиной свиты Зырянского бассейна, илинурекской свитой Тыльско-Торомского прогиба и свитой Кутеная Западной Канады (Вахрамеев, 1974). Неокомские флоры характеризуются обилием папоротников, представленных, по-видимому, только травянистыми формами, так как ни одной находки окаменевших стволов древовидных папоротников на территории Сибирско-Канадской области пока сделано не было. Наиболее многочисленны и разнообразны в видовом отношении представители родов *Coniopteris* и *Cladophlebis*, реже встречаются *Hausmannia* и *Jacutopteris*. На юге области (р. Амур, провинция Альберта) отмечается присутствие *Klukia*, *Eboracia*, *Phlebopteris* и редких диптериевых. Различные видовые наименования некоторых тождественных форм папоротников, происходящих из восточных районов СССР и Западной Канады, требуют проведения синонимизации (Вахрамеев, Долуденко, 1961).

Среди цикадофитов были распространены относительно немногочисленные виды *Anomozamites*, *Pterophyllum*, *Nilssoniopteris*, *Ctenis*, *Heilungia* и *Aldania*. Последний род известен пока только из СССР. Древесная растительность была представлена гинкговыми (*Ginkgo ex gr. sibirica* Heer и другие формы, обладавшие сильно рассеченной пластинкой, *Baiera*, *Sphenobaiera*), чекановскиевыми (*Czekanowskia*, *Phoenicopsis*), от обеих групп сохранились не только листья, но и репродуктивные органы (Красилов, 1972), и хвойными (преимущественно *Podozamites*, *Pityophyllum*). У южных окраин Сибирско-Канадской области исчезает *Czekanowskia*; так, например, ее не удалось обнаружить в нижнем мелу (солонииской свите) Буреинского бассейна, зато в более северных районах она продолжала существовать почти до конца раннемеловой эпохи, на протяжении которой ареал этого рода постепенно сокращался.

Аптский возраст имеют остатки, приуроченные к булунской (?) и огонер-юряхской свитам северной части Ленского бассейна, эксеняхской свите его южной половины, ундытканской свите (бассейн верхнего течения р. Алдана), силяпской свите Зырянского бассейна, к свитам Глэдстон (серия Блэрмор), Геттинг и нижней части свиты Коммошен Западной Канады. Этот же возраст имеют остатки меловых растений, найденные на о-ве Котельном (Новосибирские острова). В апте исчезают характерные для неокома *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis lenaensis* Vachr., а также единственный представитель рода *Jacutopteris* (*J. lenaensis* Vassilevsk.). Появляется род *Birisia* представленный широко распространенной *B. snychoides* (Vassilevsk. et Kara-Murso) Samyl. Отмечены на-

ходки отдельных видов *Adiantopteris*, *Asplenium*, *Arctopteris*, *Gleichenioides*, *Onychiopsis*, *Ruffordia*, отсутствовавшие в первом комплексе.

Среди цикадофитов преобладают различные *Anomozamites*, *Nilssoia* и *Ctenis*. Наибольшего разнообразия *Ctenis* достигают в южной части Сибирско-Канадской области, откуда описаны: *C. formosa* Vachr. (Буреинский бассейн), *C. stanoviensis* Vachr. et Blinova, *C. harrisii* Vachr. (бассейн верхнего течения р. Алдана). Широко распространена *Jacutiella amurensis* (Novopokr.) Samyl., почти не выходящая за рамки второго комплекса. Исчезают представители рода *Aldania*, а также *Heilungia amurensis* — широко распространенные в первом комплексе, уменьшается разнообразие *Pterophyllum*.

Среди представителей рода *Cinkgo* широкое развитие, наряду с *Cinkgo ex gr. sibirica*, приобретают формы почти с цельной листовой пластинкой, наполовину разделенной только срединным синусом. Такие формы очень напоминают современный *Cinkgo biloba* L. К ним относятся *G. ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. paraadiantoides* Samyl., *G. polaris* Nath. Заметно сокращается количество *Czekanowskia*, в ряде местонахождений ее остатки не были найдены. По-прежнему широко распространены *Phoenicopsis*, различные подозамиты и древние хвойные.

Третий этап, охватывающий примерно ранний и средний альб, знаменует собой начало перехода от мезофита к кайнофиту, так как в составе флор этого времени появляются покрытосеменные, однако облик флоры в целом еще остается мезофитным. С этим этапом связаны флоры, остатки которых найдены в укинской и хатырыкской свитах Ленского бассейна, буоркемюсской свите Зырянского бассейна, омсукчанской и топтанской свитах среднего течения р. Колымы, кындальской свите Буреинского бассейна (Кошман, 1973), тыльской свите Тыльско-Торомского прогиба (Лебедев, 1974), а также верхней части серии Блэрмор (свита Бивер) и нижней части свиты Коммошен (подсвита Гейтс), и во II флористической зоне Аляски (Smiley, 1969). Замечу, что в одной из моих работ (Вахрамеев, 1974) на таблице сопоставления флора из нижней части свиты Коммошен по ошибке была включена в аптский комплекс.

Наиболее богата флора третьего комплекса представлена в бассейне р. Колымы (буоркемюсская, омсукчанская и топтанская свиты), где она была изучена В.А. Самылиной (1974). Родовой и частично видовой состав папоротников, цикадофитов и гинкговых сохраняется таким же, каким он был и во флорах второго (аптского) этапа. Широкое распространение и большее видовое разнообразие получают *Arctopteris*, *Asplenium*, *Adiantopteris*, появляются представители *Arcostichopteris*. Находки *Phoenicopsis*, и особенно *Czekanowskia*, становятся более редкими. Среди подозамитов появляются *Podozamites ex gr. reinii* Geyler, а среди хвойных — *Athrotaxopsis*, *Pagiophyllum* и первые *Cephalotaxopsis* и *Sequoia* (Taxodiaceae).

Однако главным событием этого времени было широкое расселение покрытосеменных, остатки которых появляются в примерно одновозрастных отложениях (нижний – средний альб) далеко удаленных друг от друга регионов северного полушария. При этом разнообразие их систематического состава и количество остатков сильно меняются в различных таофлорах и даже в различных местонахождениях каждой из них. Так, например, в укинской свите низовьев р. Лены, содержащей типичный для третьего комплекса состав голосеменных, до сих пор не удалось обнаружить остатков покрытосеменных (Василевская, Павлов, 1963), тогда как в ее фациальном аналоге – хатырьской свите, развитой несколько южнее, – остатки покрытосеменных были обнаружены, хотя и в небольшом количестве (Киричкова, Буданцев, 1967).

Устанавливаемая различными исследователями принадлежность их к тем или иным современным родам и даже семействам малообоснована и носит, как правило, условный характер. Многие формы отнесены к формальным и орган-родам (*Kenella*, *Dalbergites*, *Nelumbites*, *Crataegites*, *Prototrochodendroides*, *Celastrorhynchium*, *Cinnamomoides*, *Zizyphoides* и др.), а некоторые описаны как *Dicotylorhynchium* sp. 1,2,3... Внимание исследователей давно привлекает то обстоятельство, что в подавляющем большинстве случаев покрытосеменные представлены мелколистными формами. Возможно, они были преимущественно кустарниками или низкорослыми деревьями.

Возраст флор третьего этапа может быть установлен на основании соотношения с морскими отложениями, отмеченного в Западной Канаде и Аляске. Так, подсвита Гейтс, в которой появляются первые покрытосеменные (*Sapindopsis*), залегает внутри среднеальбских отложений с аммонитами *Gastropolites* (Stott, 1963). В Северной Аляске слои зоны II (Smiley, 1969) с первыми покрытосеменными (*Nelumbites*, *Heilungia* sp., *Onychiopsis psilotoides* (Stockes et Webb) Ward содержат микрофауну и иноцерамы альба.

В развитии позднемиоценовых флор, в составе которых доминирующее значение имеют новые группы хвойных (таксодиевые и сосновые) и покрытосеменные, выделяются четыре основных этапа, соответствующие позднему альбу – раннему (?) сеноману (четвертый этап), позднему сеноману – турону – коньяку (пятый этап), сantonу – маастрихту (шестой этап) и данию (седьмой этап).

К флорам четвертого этапа (поздний альб – ранний сеноман) мы относим флору босхинской свиты Виллюйской впадины (нижнеаграфеновский комплекс Л.Ю.Буданцева, 1968), арманской и аркагалинской свит Чукотско-Охотского пояса (Самылина, 1974), гинтеровской свиты бухты Угольной, III и IV флористических зон Северной Аляски, свиты Милл-Крик (верхняя флора Блэрмор) и свиты Гудрич Западной Канады. Наиболее богатые местонахождения остатков флор этого возраста связаны с местонахождениями, приуроченными к Чукотско-Охотскому поясу (арманская, аркагалинская и другие свиты).

Для флор этого этапа характерно преобладание молодых элементов, принадлежащих покрытосеменным, таксодиевым и молодым сосновым, оттесняющим, как правило, на второй план цикадофиты, гингговые, а позднее и подозамитовые (Самылина, 1974). Состав папоротников обедняется, в частности исчезает *Coniopteris*. Цикадофиты остаются представленными в основном одним-двумя видами *Nilssonia*, находки *Pterophyllum* sp. и *Taeniopteris* sp. единичны. На Северо-Востоке СССР сохраняются *Phbenicopsis* и *Czekanowskia*, причем *Ph. steenstrupii* Heer на короткое время (аркагалинская свита) становится одним из местных доминантов. В Виллюйской впадине они не были встречены. Многочисленные таксодиевые (*Sephalotaxopsis*, *Sequoia*, изредка *Metasequoia*?). Отмечены находки *Elatocladus smittiana* (Heer) Sew., *Thyites. cretaceus* (Heer) Newb.

Среди покрытосеменных, систематическое разнообразие которых возрастает, появляются *Menispermites*, *Platanus*, "*Credneria*", *Trochodendroides*, *Magnolia* (последняя только в Канаде) и другие, обладающие относительно крупными листовыми пластинками, а также водное растение *Quereuxia angulata* (Newb.) Krysh. Наблюдается довольно сильная изменчивость флор этого возраста на пространстве Сибирско-Канадской области, выражающаяся в изменении видового состава и соотношении представителей крупных групп. Для отдельных районов флоры третьего этапа (ранний - средний альб) трудно отличимы от флор последующего (поздний альб - ранний сеноман).

Флоры пятого этапа (поздний сеноман - коньяк) по своему составу являются типичными позднемеловыми флорами. Остатки их связаны со средней частью верхнемеловой толщи Виллюйской впадины (верхи аграфеновской и низы чиримынской свиты, по Л.Ю. Буданцеву, 1968), арковской свитой Среднего Сахалина, валужгенской свитой Пенжинской губы, гребенкинской свитой верховьев Анадыря, континентальной толщей о-ва Новая Сибирь, V флористической зоной Северной Аляски и свитой Данвенган Западной Канады (Bell, 1963).

Возраст этих флор меняется от позднесеноманского (свита Данвенган) до коньякского (арковская свита), что устанавливается находками морских моллюсков. От возраста и географического положения несколько изменяется и систематический состав растений, однако все эти флоры, несомненно, имеют много общего и могут рассматриваться в рамках одного эволюционного этапа.

Для них характерно повсеместное распространение крупнолистных платанообразных (*Platanus*, *Pseudoprotophyllum*, *Pseudoaspidiphyllum*, "*Credneria*"). В южных районах (Виллюйская впадина) встречается *Protophyllum*. Листья из арковской свиты (Средний Сахалин), отнесенные к этому роду, несут черты *Pseudoprotophyllum*, к которому они и должны быть отнесены. Широко представлены: *Cissites*, *Menispermites*, *Trochodendroides*, *Viburnum*, а в более южных районах (Сахалин, Западная Канада) также *Araliaephyllum*, *Magnolioephyllum*

(*Magnolia*), *Bauhinites* и ряд других цельнокрайних форм. На севере (Пенжинская губа) появляется *Macclintockia*.

Хвойные представлены *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Thuja*, *Protophyllocladus* и более редкими *Araucarites*. Цикадофиты, главным образом нильссони, сохраняются лишь в районах, прилегавших непосредственно к Тихому океану (Сахалин, Аляска, Пенжинская губа и др.). Совершенно исчезают чекановские, подозамиты сохраняются лишь в Северной Аляске (V зона — Smiley, 1969). Довольно часто встречаются гинкго с почти цельной пластинкой (*G. ex gr. adiantoides*). Среди папоротников преобладают различные *Asplenium*, *Onychiopsis*, *Gleichenites*, особенно многочисленные на юге (Сахалин), *Cladophlebis*. Изредка встречаются *Hausmannia*.

К этой же группе следует отнести известные флоры из свит Мелози и Калтаг среднего течения Юкона, очень близкие по своему составу. Описавший эти флоры А. Голлик (Hollick, 1930) отнес их к сеноман-турону. Более поздние находки в разделяющей их свите Нулато аммонитов среднего альба (*Gastropolites*) поколебали представление о поздне меловом возрасте, по крайней мере флоры Мелози, однако отнесение ее к среднему альбу противоречило систематическому составу флоры. Более поздние исследования В. Паттона (Patton, 1973) показали, что свиты Калтаг и Мелози являются фациями единой континентальной толщи, залегающей на морских отложениях свиты Нулато. В верхней части последней был найден сеноманский *Turrilites acutus* Passy. Как полагает Паттон, верхняя часть морских отложений может замещаться нижними слоями континентальной толщи. Тем самым возраст флор, описанных Голликом, скорее всего сеноман-туронский, и, таким образом, мы вернулись к первоначальному представлению об их возрасте.

Флоры шестого этапа (сантон — маастрихт) также связаны с флорами предшествующего пятого. К ним относятся флоры, остатки которых найдены в жонкьерской свите (сантон — ранний кампан) Сахалина, верхнебыстринской подсвите (ранний кампан) Пенжинской губы, барыковской свите (ранний кампан) бухты Угольной, рарытчинской свите Корякского нагорья (Василевская, Абрамова, 1974), свите Эдмонтон (маастрихт) Западной Канады и свите Чигник (сенон) Аляски.

Флора серии Нанаимо (сантон — кампан) о-ва Ванкувер (Bell, 1957) уже носит явно субтропический характер (присутствие пальм) и должна рассматриваться вместе с флорами, лежащими вне Сибирско-Канадской области, уже в поясе субтропиков.

В пределах Сибирско-Канадской области в позднем мелу отмечается широтная дифференциация флор, ставшая особенно заметной в сантон-кампанское время. В.А. Красилов (1973) установил, что в жонкьерской свите (сантон — ранний кампан) Сахалина среди остатков листьев покрытосеменных преобладают цельнокрайние листья (*Magnoliaephyllum*, *Dalbergites*), тогда как в нижележащей ар-

ковской больше листьев с зубчатым краем, что связывается им с потеплением климата в это время. На севере широкое распространение получают представители *Macclintockia*.

Для флор сантона и кампана почти всей области характерно присутствие "*Rulac*" *quercifolium* Hollick. Значение платанообразных, исключая рода *Platanus*, начинает постепенно уменьшаться, а рода *Trochodendroides* возрастает. Широко распространены *Viburnum*, *Vitis*; более редки *Celastrophyllum*, *Dombeyopsis*, *Rhamnites*. Повсюду встречается водное растение *Quereuxia angulata*. Среди хвойных, как и ранее, преобладают различные таксодиевые, среди них появляются представители *Glyptostrobus*. Возрастает значение *Metasequoia* но как и в пятом комплексе по-прежнему основную роль играют *Sequoia* и *Cephalotaxopsis*. В районах, тяготеющих к Тихому океану, в заметном количестве встречаются лентовидные *Nilssonia*. В составе папоротников появляется *Onoclea*, а в южных районах часто встречаются *Gleichenites*.

Последний седьмой этап охватывает датский век. Флоры этого времени связаны, с одной стороны, с флорами маастрихта и еще более тесно с флорами палеоцена. Заметим, что ныне большинство исследователей датский ярус относит к палеогену, состав флор этому не противоречит.

К датскому веку следует отнести флоры верхов средней и всей верхней подсвиты цагайанской свиты (Красилов, 1974), верхней туфогенной половины бошняковской свиты Сахалина, тахобинской свиты Приморья, михайловской свиты низовьев р.Амура, верхов корякской свиты — континентальная пачка лагуны Аваам (Дундо и др., 1974), флору нижней части свит Паскапу и Саскачеван (Западная Канада). Замечу, что кивдинскую свиту Райчихинского района я отождествляю с верхнецагайанской подсвитой, относя ее к датскому ярусу.

Новыми элементами, появляющимися на этом временном уровне и продолжающими существовать и в палеоцене, являются папоротники *Woodwardia*, встречающиеся здесь вместе с *Onoclea* и *Osmunda*; среди хвойных — *Taxodium*, среди покрытосеменных *Corylites* (обычно *C. insignis* Heer). Более редко встречаются *Alnites*, *Quercus*, *Ulmites*, некоторые виды *Virburnum* (*V. asperum* Newb., *V. antiquum* (Newb.) Hollick, а также *Platanus aceroides* Goerr., *P. raynoldsii* Newb. и др. Для ряда местонахождений отмечен *Libocedrus catenulata* (Bell) Krysh. В цагайанской свите обилие *Tiliaephyllum* (*Tilia*) *tsagajanicum* (Krysh. et Baik.) Krassil. (Красилов, 1974), однако в других районах он не был отмечен.

Растительный фон создавали *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus* и *Trochodendroides*, тогда как *Cephalotaxopsis*, столь многочисленные в более древних отложениях, встречаются редко. Из типично позднемиоценовых форм встречаются единичные *Pseudoprotophyllum*, *Protophyllum*. Находки нильссонии очень редки и представлены единичными отпечатками (верхняя половина бошняковской свиты, тахобинская свита).

Прослеженная нами общность систематического состава и развития умеренно теплых меловых флор Северо-Восточной Азии и северо-запада Северной Америки, позволяющая объединить эти территории в единую Сибирско-Канадскую область, указывает на их тесную связь, осуществлявшуюся через широкую полосу суши, располагавшуюся на месте современного Берингийского шельфа. Существование этой суши подтверждается и палеогеографическими данными ("Атлас литолого-палеогеографических карт". 1968).

Связь между субтропическими флорами обоих континентов была, вероятно, затруднена, так как, по данным глубоководного бурения, эти широты были заняты окраиной Тихого океана. Этот вывод находится в согласии со значительным различием систематического состава позднемеловых субтропических флор США и Японии.

ABSTRACT

Floras of the North-East and Far-East of the USSR are most similar to those of Alaska and Canada. All of them were located within moderately warm belt forming the Siberian-Canadian paleofloristic area that includes the Novosibirskie islands and Alaska in the north, and stretches approximately to the line connecting Khabarovsk-Vancouver-Calgari in the south.

Three principal periods can be recognized in the evolution of the Early Cretaceous flora of the Siberian-Canadian area, the largest localities of which are associated to the Lena, Zyryanka and Bureya basins, the Chukotsk-Okhotsk belt, Alaska and West Canada.

Neocomian flora is characterized by abundant ferns. Among these the representatives of the *Coniopteris* and *Cladophlebis* genera are most numerous and diverse, *Hausmannia* and *Jacutopteris* occurring less frequently. In the south of the area (the Amur, South Alberta in Canada) there are *Klukia* and sporadic Dipteridaceae. Differences in the species terms of some identical forms from the USSR and West Canada ask for carrying out synonymization. Among cycadophytes the following were distributed: *Anomozanites*, *Pterophyllum*, *Nilssoniopteris*, *Aldania*, *Ctenis*, *Heilungia* and *Nilssonia*. Arboreal plants were represented by ginkgos, *Czekanowskias* (*Czekanowskia*, *Phoenicopsis*) and conifers (*Podozamites*, *Pityophyllum*), *Czekanowskia* disappearing in the extreme south.

In the Aptian *Coniopteris* become less diverse, *Jacutopteris*, and in the south *Dipteridaceae* disappear. *Birisia*, *Gleichenites* and rare *Onychiopsis* and *Ruffordia* appear, cycadophytes becoming less frequent (mostly *Nilssonia* and *Ctenis*). *Ginkgo* with a dissected leaf begin to be replaced by *Ginkgo* ex. gr. *adiantoides* with an entire leaf. As before, *Podozamites* are abundant.

The third Albian period is a turning-point in the development of Cretaceous floras. The composition of ferns changes rather abruptly: *Coniopteris* almost disappears, *Cladophlebis* are sporadic, *Birisia*, *Onychiopsis* being preserved. *Adiantopteris*, *Asplenium*, *Arctopteris* and, to a certain extent, *Acrostichopteris* become widely distributed. Cycadophytes are represented almost exclusively by *Nilssonia*. Ginkgos with entire leaves pre-

vail, *Phoenicopsis* are less frequent. Among conifers the Taxodiaceae are becoming important, *Podozamites* remaining, as formerly, abundant.

Angiosperms represented in the Early and Middle Albian mostly by small-leaved forms appear. In the Late Albian, and especially Cenomanian, these are replaced by large-leaved forms. Remains of angiosperms can be usually found in Albian coal-free beds. This appears to testify to their growing in the slopes.

Deposits of the South Primorie, North-East China and Japan relate to the subtropical belt of the Early Cretaceous; on the west coast of the USA (Oregon) they are rather rare. The flora of this belt is characterized by absence of Czekanowskiales and Ginkgoales (*Ginkgo* itself excluding), decrease of *Coniopteris*, abundance of *Onychiopsis* and *Ruffordia*, *Ptilophyllum*, *Zamites*, *Otozamites*, *Cycadites*, etc. being present. In Mongolia, Japan and USA the barrel-shaped stems of *Cycadeoidea*, peculiar to the belt of hot climate, have been found.

Four main stages can be also distinguished in the development of Late Cretaceous floras, corresponding approximately to the Late Albian – Early Cenomanian, Late Cenomanian-Coniacian, Santonian-Maestrichtian and Danian. The floras of the last stage are closely related to such of the Paleogene.

In the Late Cretaceous the North-East and Far-East of the USSR, Alaska and Canada (excluding extreme south) were covered with mixed conifers-broadleaved forests. Among conifers Taxodiaceae (*Sequoia*, *Cephalotaxopsis*, *Glyptostrobus* and later – *Metasequoia*) were predominant. Of considerable importance in the first half of the Late Cretaceous were *Platanus* and *Pseudoprotophyllum*, *Menispermites*, *Cissites*, etc., and in the second half – *Irochodendroides*. The subtropical belt stretched through Japan and USA (no remains of Late Cretaceous floras have been found in China). The importance of conifers becomes considerably less here. Angiosperms were characterized by pronounced diversity, forms with entire margin leaves being predominant among them. This testifies to a hot climate. In the Santonian the climate becomes warmer, this causing a certain shift of subtropics northward and appearance of palms in Japan, Vancouver and some other places in the west of the USA. The end of the Cretaceous is marked by cold snap.

As with the Early Cretaceous, the similarity between the floras of Asia and North America within subtropics is much less than that within the belt of moderately warm climate. This testifies to embarrassing migration caused by the Pacific Ocean, whereas in the north direction a band of land connected the Chukotsk peninsula with Alaska.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1968, т. III. Триасовый, юрский и меловой периоды. Изд-во Глав. упр. геодез. и картогр. Мин-ва геол. СССР.
- Буданцев Л.Ю. 1968. Позднемеловая флора Вилюйской впадины. – Бот. журн., № 1.

- Василевская Н.Д., Абрамова Л.Н. 1974. Флористические комплексы верхнемеловых отложений Корякско-Анадырской области. — В кн. "Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области". Л.
- Василевская Н.Д., Павлов В.В. 1963. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна. — Труды н.-и. ин-та геологии Арктики, т. 128, вып. 2. "Проблемы нефтегазонасности Арктики".
- Вахрамеев В.А. 1974. Меловые отложения предгорий Скалистых гор Канады (Альберта) и их сравнительная палеофлористическая характеристика. В кн. "Проблемы геологии и полезных ископаемых на XXIV сессии Международного геологического конгресса. М., "Наука".
- Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. 1961. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 54.
- Дундо О.П., Василевская Н.Д., Короткевич В.Д., Василенко Л.В. 1974. Новые данные о возрасте и объеме чукотской свиты в восточной части Корякско-Анадырской области — В кн. "Стратиграфия и литология меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Корякско-Анадырской области". Л.
- Киричкова А.Н., Буданцев Л.Ю. 1967. Новая находка нижнемеловой флоры с покрытосеменными в Якутии. — Бот. журн., № 7.
- Кошман М.М. 1973. Покрытосеменные растения из нижнемеловых отложений Буреинского бассейна. — Бот. журн., № 8.
- Красилов В.А. 1972. Мезозойская флора Бурей (Ginkgoales и Czekanowskiales). М., "Наука".
- Красилов В.А. 1973. Новые данные по флоре и фитостратиграфии верхнего мела Сахалина. — В кн. "Ископаемые флоры и фитостратиграфия Дальнего Востока". Владивосток.
- Красилов В.А. 1974. Датский ярус в континентальных толщах. — Геология и геофизика, № 11.
- Лебедев Е.Л. 1974. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья. — Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 254. М., "Наука".
- Самылина В.А. 1974. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. — Комаровские чтения XXVII. М., "Наука".
- Bell W.A. 1957. Flora of the Upper Cretaceous Nanaimo Group of Vancouver island, British Columbia. — Geol. Surv. Canada, mem., N 293.
- Bell W.A. 1963. Upper Cretaceous floras of the Dunvegan, Bad Heart, and Milk River formations of Western Canada. — Bull. Geol. Surv. Canada, N 94.
- Hollick A. 1930. The Upper Cretaceous flora of Alaska. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 159.
- Patton W.W. 1973. Reconnaissance geology of the Northern Yukon-Koyukuk province, Alaska. — U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, N 774-A.
- Smiley Ch. J. 1969. Cretaceous floras of Chandler-Colville region, Alaska. Stratigraphy and preliminary floristics. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 53, N 3.
- Stott G.I. 1963. Stratigraphy of the Lower Cretaceous Fort John Group and Gething and Cadomin formation Foothills of Northern Alberta and British Columbia. — Geol. Surv. Canada. paper.

О КЛИМАТИЧЕСКИХ ФЛЮКТУАЦИЯХ В ПАЛЕОГЕНЕ И НЕОГЕНЕ В СРЕДНИХ И ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЗЕМНОГО ШАРА (ПО ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

Палеоботанические данные, накопленные начиная с первой половины прошлого столетия, позволяют в общих чертах установить изменения климатических условий в разных районах земного шара. В кайнозое климатические флюктуации имели как общепланетарный характер, обусловленный космическими причинами, так и местный, вызванный вулканизмом, трансгрессиями, регрессиями и горообразованием.

При палеоклиматических реконструкциях кайнозоя обычно используются сведения об остатках высших растений. Выводы о климате определяются степенью участия в ископаемых комплексах растений с цельнокрайними листьями, находками древесин без колец прироста, свидетельствующими о безморозном климате, и присутствием растений-индикаторов (пальм и др.). Для позднепалеогеновых и неогеновых флор, основной фон которых составляют представители ныне живущих семейств и родов, в основе выводов о климате лежит актуалистический принцип. Могут быть использованы фитоценологические и флорогенетические критерии, статистика жизненных форм и т.д.

В кайнозое по палеоботаническим данным выделяются два климатических оптимума – в эоцене и миоцене, разделенных минимумом на рубеже палеогена и неогена.

ЭОЦЕНОВЫЙ КЛИМАТИЧЕСКИЙ ОПТИМУМ

Эоценовый климатический оптимум устанавливается для обоих полушарий и носит планетарный характер. К северу от экватора вторая половина эоцена была временем максимального продвижения в высокие широты теплолюбивых растений. Тропические виды, включая типичные компоненты мангр, обнаружены в Западной и Центральной Европе, а также на Украине. В Восточной Азии остатки пальм и других вечнозеленых растений найдены на Камчатке, в Северо-Восточном Китае и на Хоккайдо. В палинологических комплексах среднего – позднего эоцена пыльца пальм в небольшом количестве повсеместно отмечается в материковой части Дальнего Востока и на Сахалине. Средне-позднеэоценовые флоры Аляски носят умеренно-теплый, а в прибрежных районах – субтропический характер. Флоры Орегона и Вашингтона (Кларно и др.) содержат представителей тропических родов и семейств (*Icaciaceae*, *Dracontomelon*, *Microcos* и др.), обитающих ныне в тропиках Восточной Азии и Южной Америки. Часть тропических мигрантов на востоке американского континента достигла пограничных районов США и Канады. Северная граница распространения пальм проходила через Урал и Северный Казахстан, а на тихоокеанском побережье – у Полярного круга.

Лишь в высоких широтах Арктики флора сохраняла умеренный облик (Шпицберген, Баффинова Земля, о-в Элсмир).

В южном полушарии картина изменения климата в эоцене в общих чертах близка северному. В Аргентине и Чили флоры начала эоцена носят умеренно теплый характер. Однако в средне- и особенно в позднеэоценовых флорах этих районов много тропических растений и они становятся смешанными (Рио-Турбио, Пичилейфу, Хунко, Коронель). В результате миграции термофильных элементов к югу они присутствуют во флорах Огненной Земли, Южных Шетландских островов и Земли Грейама. В Новой Зеландии климатический оптимум верхнего эоцена устанавливается по палинологическим данным. В отложениях серии Арнольд Южного острова заметно возрастает количество пыльцы *Rophalostylus* и *Nothofagus brassi* при одновременном уменьшении содержания пыльцы *Nothofagus fusca*. Об умеренно теплом гумидном климате Антарктического континента в эоцене свидетельствует пыльца из моренных отторженцев Блейк Айленда (Мак Мердо). Здесь в обилии встречена пыльца *Nothofagus fusca* и отмечаются *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Araucarites*, *Proteacidites* и др. Это позволяет говорить о сходстве эоценового климата Антарктиды с современным климатом горных районов Новой Зеландии.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ МИНИМУМ НА РУБЕЖЕ ПАЛЕОГЕНА И НЕОГЕНА

Еще во второй половине XIX в. сложилось представление о последовательном похолодании климата в северном полушарии начиная с эоцена. Однако в последнее десятилетие при детальном изучении флор, сменяющих друг друга в единых разрезах, возникли противоречия с традиционными взглядами. В одних районах как будто остается справедливой старая точка зрения, в других — климатическая кривая носит более сложный характер. Появляется дополнительный оптимальный пик в раннем — среднем миоцене. Он отделен от эоценового пика минимумом на рубеже палеогена и неогена, который в северном полушарии наиболее отчетливо проявился в Центральной Европе, когда умеренно теплолюбивая тургайская флора пришла на смену полтавской. Здесь флоры пограничных слоев олигоцена и миоцена включают как "палеотропические" элементы так называемых мастиксиевых флор, так и арктотретичные, которые находятся в разных сочетаниях в зависимости от климатических условий.

В позднем олигоцене — раннем миоцене господствующее положение заняла тургайская флора, на общем фоне которой отмечалась двукратная инвазия полтавских элементов (лавровые). В Чехословакии, по данным Ф. Немејца (Nemejc, 1969) и Э. Кноблоха (Knobloch, 1972), наиболее заметное наступление арктотретичных элементов проявилось на границе среднего и позднего олигоцена (Бретка, Лугенец, Селяни, Опатова-Нова-Вес и др.) и сохранялось в аквитане. Близкие процессы происходили в это время и на Балканах.

На востоке Азии во флорах пограничных слоев палеогена и неогена Сахалина мной найдены исключительно умеренные и умеренно

теплолюбивые формы. Они происходят из верхних горизонтов вулканогенной толщи мыса Хойнджо — возрастного и формационного аналога "зеленотуфовой серии" Японии. Здесь встречены: *Abies* sp., *Thuja* sp., *Salix* sp., *Pterocarya* sp., *Alnus* spp. (2 вида), *Betula maximowiczii* Rgl. foss., *B. protoermanii* Endo, *Carpinus subyedoensis* Kon'no *C. subcordata* Nath., *Fagus antipovii* Heer, *Sorbus* sp. и др. Флора вышележащей верхнеудуйской свиты носит более теплолюбивый облик. В Японии холодолюбивая флора Аниаи, сходная с флорой вулканогенной толщи Хойнджо, приурочена к "зеленотуфовой серии". Сосновые и сережкоцветные доминировали во флорах этого типа даже в южных районах страны. Флороносные пачки лежат в разрезе ниже слоев с лепидоциклинами и непосредственно перекрываются туфами и риолитами с абсолютным возрастом 24–25 млн. лет. Корреляция флороносных толщ с подразделениями шкалы планктонных фораминифер позволяет сделать вывод, что интервал существования флоры Аниаи отвечает "аквитану" в объеме зон *Globigerinita dissimilis* и *Globorotalia kugleri* и, возможно, части верхнего олигоцена. На Тихоокеанском побережье США, судя по резкому изменению состава флор, в конце олигоцена похолодание наступило быстро (2–3 млн. лет) и на смену субтропическим флорам пришли умеренные с преобладанием сережкоцветных и сосновых.

В южном полушарии в позднеолигоценовых — раннемиоценовых флорах Новой Зеландии похолодание отразилось в широком участии в палинологических комплексах подокарповых и заметном увеличении содержания пыльцы *Nothofagus fusca*. В Южной Америке на этом этапе происходила миграция умеренных элементов с юга на север (Menendez, 1972).

КЛИМАТИЧЕСКИЙ ОПТИМУМ ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ РАННЕГО МИОЦЕНА—СРЕДНЕГО МИОЦЕНА

Бурдигало—гельветское потепление наиболее четко отразилось на составе ископаемых флор северного полушария. В Центральной и Южной Европе его результатом явилась инвазия полтавских элементов, которая привела к полной или частичной смене доминант лесных сообществ. Господствующее положение получили лавровые и сохраняли его до конца среднего миоцена. Лишь в торгонских флорах роль тургайских элементов становится снова ведущей. В Чехословакии и Венгрии наиболее теплолюбивые флоры приурочены к отложениям оттанганя, эггенбургия и низам карпатия (Липовани, Велька-Чауса, Иполитарнок, Эгер-Тихамер). На Балканском полуострове в составе бурдигало—гельветских флор кроме лавровых присутствуют разнообразные пальмы — *Trachycarpus*, *Sabal*, *Livistona*. Заметное обеднение балканских флор субтропическими элементами проявилось лишь в конце тортона и совпало с морской регрессией. Трансгрессия конца сармата — начала понта привела к новому появлению полтавских элементов (*Cinnamotum*, *Persea*, *Oreodaphne*).

В материковой части Дальнего Востока СССР при изучении непрерывных разрезов неогеновых отложений также улавливаются при-

знаки ранне-среднемиоценового потепления. Так, в пределах Удиль-Кизинской впадины Нижнего Приамурья спорово-пыльцевой комплекс нижнемиоценовых отложений, вскрытых Верхне-Гаванской скважиной (Ахметьев и др., 1969), отражает умеренно холодные климатические условия. Пыльца покрытосеменных назначительно преобладает над остальными группами. Доминирует пыльца ели (до 20%), сосны (до 10%), тсуги (до 15%), березы (до 35%) и ольхи (до 20%). Для вышележащих среднемиоценовых отложений характерно заметное увеличение содержания пыльцы покрытосеменных. Помимо березовых, которые остаются ведущей группой, в отдельных пробах отмечается повышенное содержание пыльцы *Juglans* (до 18-20%), *Fagus* (до 18-20%), *Ulmus* (до 16%). По отдельным интервалам возрастает количество пыльцы *Taxodiaceae* (до 10-12%) и *Trapa* (до 40%), а также встречается пыльца *Taxaceae*, *Cupressaceae*, *Corylus*, *Castanea* и др.

На Сахалине, по данным Л.И. Фотьяновой (1964), средне-позднее(?)-миоценовое потепление отразилось на составе флоры курасийской свиты, в которой присутствуют *Magnolia* и *Sterculia*.

В Японии наиболее теплолюбивые флоры миоцена - Дайдзима - носят смешанный характер. На о-ве Хонсю в некоторых флорах этого типа содержание вечнозеленых составляет до 40% от общего количества покрытосеменных растений. Интервал существования флор Дайдзима приблизительно отвечает бурдигалу - гельвету средиземноморской шкалы. Они приурочены к слоям, подстилающим и перекрывающим морские отложения с *Oreculina* и *Miogypsina* (юго-запад Хонсю), и частично отвечают слоям с лепидоциклинами (бассейн Дзэбан). В свите Хирамаки (граница префектур Гифу и Айти) флора Хирамаки (Дайдзима) встречена совместно с "бурдигальским" комплексом позвоночных. Абсолютный возраст туфов Хаккакейдзима регион-яруса Дайдзима - 20 млн. лет. Таким образом, часть флор Дайдзима имеет, несомненно, бурдигальский возраст.

Признаки потепления в миоцене зафиксированы и на Северо-Востоке СССР. По данным Г.Г. Карташевой (1974), мелко- и среднезернистые пески среднего миоцена, вскрытые в одной из скважин в низовьях р. Яны, характеризуются высоким содержанием пыльцы буков (до 32%). В целом спектры этого интервала отличаются преобладанием пыльцы покрытосеменных (87%) с доминированием элементов тургайской флоры (*Fagaceae*, *Betulaceae*, *Juglandaceae*, *Ulmaceae*). В перекрывающих отложениях верхнего миоцена пыльца бука встречается единично, уступив свое место различным видам *Alnus*. Почти лишена пыльцы бука и подстилающая миоценовая толща. Для нее характерны обедненный и менее теплолюбивый состав покрытосеменных, а иногда и доминирующая роль пыльцы сосновых.

В составе среднемиоценовых североамериканских флор также отражаются признаки потепления климата. Они выражаются в возрастании количества форм с цельнокрайней листовой пластинкой, часть из которых принадлежит вечнозеленым (флоры Молалла, Кейп Бланко, Коллавош и др.). На Аляске в позднеселдовийских среднемиоце-

новых флорах общее количество ископаемых видов покрытосеменных с цельнокрайней листовой пластинкой на 5% выше, чем в раннемиоценовых флорах (Wolfe, 1972).

О признаках среднемиоценового потепления в южном полушарии свидетельствуют материалы по Новой Зеландии. Тропический или субтропический климат раннесаутлендской эпохи (начало среднего миоцена) вызвал сокращение содержания подокарповых в палинологических комплексах. Вместе с тем заметно возросло содержание пыльцы теплолюбивых южных буков (*Nothofagus brassii*). В этот период сформировались хорошо известные слои с остатками плодов пальм, развитые на Куперс-Биче (провинция Нортленд).

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ МИОЦЕНЕ И ПЛИОЦЕНЕ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ ЗЕМНОГО ШАРА

Климатические изменения в позднем кайнозое лучше всего можно было бы выявить, проследив последовательную смену флор в регионах, расположенных в высоких широтах земного шара. Изучение неогеновых флор Исландии, выполненное автором совместно с Г.М. Братцевой, Л.В. Голубевой и Р.Е. Гитерман, позволило уточнить развитие флоры и растительности этого острова на протяжении последних 15–16 млн. лет, однако сколько-нибудь заметных колебаний климата, отражающихся в изменении характера растительного покрова, зафиксировано не было. Многочисленные данные по абсолютному возрасту эффузивов в сочетании с палеоботаническими дают возможность наметить следующие этапы развития растительного покрова острова. 1) 16–12 млн. лет – существование хвойно-широколиственных лесов с участием *Taxodiaceae*, *Pinaceae*, *Salicaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae*, *Fagaceae*, *Ulmaceae*, *Magnoliaceae*, *Laugaceae*, *Aceraceae* и др. 2) 12–9 млн. лет – развитие более умеренных хвойно-широколиственных лесов с *Pinaceae*, *Salicaceae*, *Juglandaceae*, *Betulaceae* и др. В наземном покрове – обилие папоротников *Polypodiaceae* и *Osmunda*. 3) 9–9,5 млн. лет – становление таежных хвойных и хвойно-мелколиственных лесов с участием *Abies*, *Picea*, *Salix*, *Alnus*, *Betula* и отдельных широколиственных (*Acer*). Появление в заметных количествах в спорово-пыльцевых комплексах пыльцы травянистых растений. 4) 5,5–4,5 млн. лет – становление березово-ольховых лесов с примесью хвойных и кустарниковых зарослей с участием травянистых растений, 5) 4,5–3,5 млн. лет – формирование открытых пространств, занятых кустарниковыми зарослями, разреженными березово-ольховыми лесами, ивняками и участками аркто-степного покрова. В конце интервала становление и развитие тундровых ландшафтов и арктической флоры.

В разрезе туфогенно-осадочной толщи в верховьях р. Литлизандур (Юго-Западная Исландия) обнаружены отпечатки листьев *Salix glauca* L., *S. phylicifolia* L., *S. lanata* L., *Alnaster viridis* D.C., *Dryas octopetala* L., *Polygonum viviparum* L., *Vaccinium uliginosum* L. В палинологическом спектре преобладает пыльца кустарников (*Alnaster*

83%) и споры зеленых мхов. Пыльцы травянистых растений незначительно (6%) – Gramineae (до 49), Caryophyllaceae, Chenopodiaceae. Описываемая толща принадлежит отрицательной палеомагнитной зоне, подстилается эффузивами с абсолютным возрастом 3,4–4,4 млн. лет и перекрывается эффузивами с возрастом 2,5–3,0 млн. лет. Таким образом, в палеомагнитной шкале она может отвечать одному из отрицательных эпизодов эпохи Гаусс (Каена или Маммут), с меньшей долей вероятности эти слои принадлежат началу эпохи Магуяма. В Юго-Западной Исландии эта толща одна из древнейших, в которых фиксируются породы водо-ледникового генезиса и имеются горизонты тиллитов. В Арктической Канаде в составе свиты Бофорт (граница миоцена и плиоцена) находки растительных остатков указывают на постепенную смену с юга на север таежной растительности (о-в Банкс) лесотундровой (острова Борден, Эллеф-Рингнес, Миен) (Hills, Matthews, 1974). На Аляске первые признаки горно-долинных оледенений фиксируются в верхнемиоценовых отложениях, а в слоях с абсолютным возрастом около 5,7±0,2 млн. лет обнаружены остатки погребенного лавой пойменного темнохвойного леса (Hopkins a. oth. 1971). На Камчатке появление типичных представителей дриасовой флоры отмечается в плиоцене.

В южном полушарии признаки похолодания становятся наиболее заметны с позднего миоцена. В это время, по-видимому, началось формирование ледяной шапки Антарктического континента. Более существенные изменения в составе флористических, и особенно фаунистических, комплексов происходят в Новой Зеландии на границе миоцена и плиоцена в опойском веке (4,0–4,3 млн. лет). В это же время началось формирование мелководных комплексов, свидетельствующих о гляциально-эвстатическом изменении уровня океана (Kennet, 1967, 1968), и устанавливаются отчетливые признаки ледового разнота. В верхнем плиоцене в осадках верхней части серии Уонгану на рубеже уйотарского и нукамарского веков (2 млн. лет) появляется в большом количестве пыльца холодолюбивых горных видов южного бука (*Nothofagus fusca* и др.), а в макроостатках присутствуют *N. solandri* var. *cliffortioides* и *N. menziensis*. На этом же рубеже происходит резкое возрастание в спорово-пыльцевых комплексах, особенно на юге страны, пыльцы травянистых (Gramineae и Compositae).

На примере развития исландских флор и других позднекайнозойских флор северного и южного полушарий можно говорить о последовательном общепланетарном похолодании климата в период последних 12–15 млн. лет. Образование обширных областей устойчивого инвального климата в высоких широтах началось в нижнем плиоцене, а возможно, и ранее.

В данной статье мало уделено внимания эоценовому климатическому оптимуму, который уже не раз подробно разбирался в палеоботанической литературе, и прежде всего в трудах классиков палеоботаники – А. Энглера, А. Н. Криштофовича, Р. Чени и др. Этот оптимум, как и резкое похолодание позднего кайнозоя, носят общепланетарный характер.

Говоря о климатических флюктуациях конца олигоцена – миоцена, нельзя не обратить внимание на то, что климатический минимум

наиболее резко проявился в областях активного вулканизма и орогенических движений. На рубеже палеогена и неогена сформировались мощные вулканогенные толщи Северо-Западной вулканической провинции Северной Америки и зеленотуфовая серия Япономорской дуги. Активно проявлялся вулканизм в Альпийской геосинклинальной области Европы, Сихотэ-Алиньском вулканическом поясе и в других районах земного шара, примыкающих к приокеаническим зонам. Последующее вслед за этим потепление также наиболее заметно проявилось в окраинных частях континентов, где морская трансгрессия раннего - среднего миоцена оказала существенное влияние на климат. Во внутриконтинентальных районах, где тектоническая обстановка была не столь напряженной, а вулканизм был выражен слабо или совсем не проявлялся (Русская платформа, Казахстан, Западная Сибирь, Австралийская платформа и т.д.), климатические колебания на фоне последовательного похолодания с конца эоцена до плейстоцена были малозаметными. С удалением от океана на одних и тех же широтах амплитуда климатических колебаний заметно падает. Так, бурдигало-гельветское потепление, фиксирующееся по сменам флор Аниай-Дайдзима в Японии и на Сахалине, слабее выражено в Сихотэ-Алине, Южном Приморье и на Корейском полуострове, а в одновозрастных макрофлорах и палинологических комплексах Зейско-Буреинской впадины до сих пор не было установлено.

ABSTRACT

Climatic Cenozoic fluctuations were both of a global character due to outer space causes and local character due to transgression and regression alternation and orogenesis.

In Cenozoic, according to paleobotanic data, two climatic Eocene and Miocene optima, divided by climatic minima at the turn of Paleogene to Neogene, are distinguished. The Eocene optimum is established in both hemispheres, i.e. it was of a global character. In the Northern Hemisphere Late Eocene was the time maximum advance of heat-loving plants to higher altitudes. Tropical elements including typical mangrove components were found in Western and Central Europe and in the Ukraine. The northern boundary of palm distribution reached the Urals and Northern Kazakhstan. In East Asia remnants of palms and other evergreen plants were found in Northeastern China, Hokkaido and Kamchatka. The Middle Late Eocene floras of Alaska are of a moderately warm character and those in coastal areas of a subtropical character. The floras of Oregon and Washington (Clarno and others) contain specimens of tropical communities and species (Icacinaceae, *Dracontomelon*, *Microcos* and others) occurring now in tropics of East Asia and South America. At that time, tropical elements migrated from the Gulf of Mexico to the north. Part of them reached the US and Canadian boundaries. Only on arctic regions (Baffin Land, Ellismire Island) flora retained a moderate look.

In the Southern Hemisphere climatic changes in Eocene are generally similar to those on the Northern Hemisphere. In Argentina and Chile Early

Eocene floras are of a moderately warm character. However, as early Middle and Upper Eocene in particular floras of these regions (Rio Turbio, Pichileufu, Hunko, and Coronel) contained many tropical plants of a mixed character. As a result of migration of thermophilic plants to the south, subtropical forms are present in floras of Terra del Fuego, Southern Shetland Islands, and Grayam Land. Presence of common dominating species in floras of South America, Australia and New Zealand is noticed. The relationship of these floras traced as early as in Jurassic and Cretaceous periods retained during Paleogene, and it is realized through the Antarctic Continent.

In New Zealand the climatic optimum of Upper Miocene was established from palynologic data. In Arnold Series of the Southern Island, the amount of *Rophalostylus* and *Nothofagus brassi* pollen increases considerably and that of *Nothofagus fusca* pollen decreases at the same time. The pollen from morainic detached masses of Blacke Island (McMerdo) is indicative of the warm humid climate of the Antarctic Continent in Eocene. Here, *Nothofagus fusca* pollen occurs in abundance and *Podocarpus*, *Dacrydium*, *Araucarites*, *Proteacidites* and others are observed. This allows to speak about the similarity of the Eocene climate of the Antarctic Continent and present-day climate of mountain regions of New Zealand. However, it was proposed that the Antarctic Continent in Eocene was situated at lower altitudes and only in Late Cenozoic migrated to the central southern polar area.

The maximum fall of temperature in Middle Cenozoic occurred in Late Oligocene - Aquitanian. In the Northern Hemisphere it distinctly occurred in Central Europe when moderately heat-loving Turgai flora replaced Poltavian flora. In East Asia in Early Neogene floras of Sakhalin, extremely moderately cold-loving forms are encountered, and in Japan pine and cactin-flowered species dominated in the floras of southern regions. On the Pacific coast of the USA, judging by the sharp change of flora composition at the end of Oligocene, the fall of temperature occurred faster (2-3 million years), and subtropical floras were replaced by moderate floras.

In the Southern Hemisphere, in Late Oligocene - Early Miocene floras of New Zealand, the fall of temperature resulted in increase of yacca-tree content in palynologic complexes and *Nothofagus fusca* pollen content increase. In South America at this stage moderate elements migrated from south to north. The result of Burdigalian-Helvetian rise of temperature was the invasion of Poltavian elements into floras of Central Europe. The amount of sion of Poltavian elements into floras of Central Europe. The amount of evergreen plants considerably increased in Daizima floras in Japan (in Honshu up to 40%). In North American floras the amount of forms with a smooth edged blade, partially including evergreen plants, was observed (Molalle, Cape Blanco and Collawash). In New Zealand the Middle Miocene rise of temperature is fixed by the increase of the *Nothofagus brassi* amount.

Formation of vast areas with a stable nival climate at high altitudes began in Pliocene and probably earlier in separate areas. For example, in Iceland arctic flora, comprising polar willows and birches, alder and grasses typical of the tundra zone (*Dryas* and others), was found in layers occurring between effusive sheets with an absolute age of 3-4 million years. First teallite interlayers are also confined to these layers. In Alaska signs

of mountain-valley glaciations is fixed in Upper Miocene deposits. In Kamchatka the appearance of Dryas flora is observed on Pliocene deposits.

In the Southern Hemisphere signs of intensive fall of temperature also manifest themselves beginning from Upper Miocene when the ice shield of the Antarctic Continent apparently began to form.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахметьев М.А. 1973. Палеогеновые и эоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР и сопредельных стран и их стратиграфическое положение. — Сов. геология, № 7.
- Ахметьев М.А. 1974. Оligоценовые и миоценовые флоры юга Дальнего Востока СССР как показатели климатической обстановки. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ахметьев М.А., Белецкая С.В., Морозова В.Ф., Салун С.А. 1969. Палеогеновые и неогеновые отложения межгорных впадин Нижнего Приамурья и Западного Приохотья. — Сов. геология, № 7.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. 1970. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир".
- Карташева Г.Г. 1974. Буковый горизонт в олигоцене северной Якутии (бассейн низовьев р. Яны). — Докл. АН СССР, т. 219, № 5.
- Криштофович А.Н. 1957. Палеоботаника. Изд. 4. М.
- Фотьянова Л.И. 1964. Миоценовая флора западного побережья Сахалина (Углегорский район). Автореф. канд. дис. МГУ.
- Hills L.V., Matthews J.W. 1974. A preliminary list of fossil plants from the Beafort Formation. Meighen Island, District of Franklin. — Geol. Surv. Canada paper, N 1, pt. B.
- Hopkins D.M., Matthews J.V., Wolfe J.A., Silberman M.L. 1971. A Pliocene flora and insect fauna from the Bering Strait region. — Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeocol., N 9.
- Kennet J.R. 1967. Recognition and correlation of the Kapitean Stage (Upper Miocene, New Zealand). — N.Z. J. Geol. and Geophys., v. 10.
- Kennet J.R. 1968. Palaeo-oceanographic aspects of the foraminiferal zonation in the Upper Miocene-Lower Pliocene New Zealand. — Geogr. Geol., v. 35.
- Knobloch E. 1972. Die gegenseitigen Beziehungen der tschechoslowakischen und ungarischen Tertiärfloren. — Földtani közl., Bull. of the Hungarian Geol. Soc., v. 102.
- McQueen D.R., Mildenhall D.C., Bell C.J.E. 1968. Paleobotanical evidence for changes in the Tertiary climates of New Zealand. — Tuatara, v. XVI, N 1.
- Menendez A. 1972. Die fossilen Floren Südamerikas. — In "Biogeography and Ecology in South America".
- Nemejc F. 1969. The origin of the European vegetation and its main alterations during the Tertiary. — Paläontol. Abh., Bd. 3, N 3-4.
- Tanai T. 1967. Tertiary floral changes of Japan. Jubil. Publ. Commem. Prof. Sasa's 60th birthday.
- Wolfe J.A. 1972. An interpretation of Alaskan Tertiary floras. — Floristics and paleofloristics of Asia and Eastern North America. Amsterdam. Elsevier Publ. Co.
- Wolfe J.A., Hopkins D.M. 1967. Climatic changes recorded by Tertiary correlations and climations and climatic changes in the Pacific.

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Данный раздел сборника включает доклады советских геологов по проблемам морской геологии, представленные к XXV сессии Международного Геологического конгресса, который состоится в 1976 г.

Как известно, морская геология объединяет в себе ветви многих геологических наук, имеющие отношение к познанию скрытой под водами океанов части Земли. Поэтому тематика сборника оказалась довольно разнообразной. Вместе с тем он не претендует на охват всех проблем морской геологии, по которым за последние годы советскими учеными были получены существенные результаты. Некоторые доклады по близкой тематике содержатся в других сборниках, подготовленных к Конгрессу. В сборнике помещены статьи, посвященные отдельным вопросам литологии океанических осадков, палеогеографии, тектоники и геофизики морских и океанских областей, в том числе нефтегазоносных, петрологии вулканических пород морского дна.

Всего в сборнике представлено 14 докладов 31 автора. Доклады отражают результаты исследований, проведенных в Академии наук СССР (Институт океанологии имени П.П. Ширшова, Геологический институт, Тихоокеанский океанологический институт), в Министерстве геологии СССР (Всесоюзный геологический институт и др.), в Министерстве нефтяной промышленности СССР (Институт геологии и разработки горючих ископаемых), в Академии наук Азербайджанской ССР (Институт геологии им. И.М. Губкина), в Московском и Ленинградском государственных университетах. Можно надеяться, что доклады, помещенные в сборнике, вызовут интерес у широкого круга геологов и будут стимулировать дальнейшее развитие исследований по соответствующим направлениям геологической науки.

П.Л. Безруков

П. Л. БЕЗРУКОВ

ПЕРЕРЫВЫ В ГЛУБОКОВОДНОМ ОСАДКОАКОПЛЕНИИ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Стратиграфические несогласия, перерывы в последовательности напластования морских осадков, покрывающих обширные пространства континентов, известны с начала развития геологической науки и получили подробное освещение в бесчисленном количестве научных работ. Перерывы бывают обусловлены разнообразными геологическими причинами. В разрезах осадков эпиконтинентальных морей наиболее частой причиной их возникновения считаются вертикальные движения морского дна, приводящие либо к его подводному размыву, либо к временному отступлению моря. Нередко образование перерывов в толщах морских отложений бывает связано с усилением морских течений; на их большую эродирующую роль давно указывали Д.В. Наливкин (1927, 1932), У. Твенхофел (1936) и некоторые другие геологи. Помимо этого, появление перерывов иногда связывают с донными оползнями, с деятельностью мутьевых потоков и другими экзогенными процессами.

Сколько-нибудь значительные по продолжительности стратиграфические перерывы масштаба геологической эпохи или периода как в эпиконтинентальных, так и геосинклиналильных древних морях чаще всего объясняются тектоническими поднятиями дна. В тех случаях, когда перерывы сопровождаются появлением поверхностей субаэрального рельефа или угловыми несогласиями, вопрос об их происхождении обычно решается однозначно.

Несоизмеримо меньше работ посвящено перерывам в осадконакоплении в условиях глубокого океана, хотя их существование также известно давно. И до самого последнего времени почти не имелось работ, в которых была бы проведена систематизация этих перерывов, их корреляция во времени и в пространстве и сделана попытка раскрыть их огромное общегеологическое значение. В этом направлении исследования только начинаются.

За последние годы, в связи с проведением в океанах бурения, появилась возможность изучить перерывы в глубоководном осадконакоплении со значительно большей детальностью, чем это представлялось еще 10 лет тому назад. Уже первые результаты океанского

бурения принесли много неожиданностей, трудностей для своего объяснения. Оказалось, что страгиграфические перерывы в толще пелагических осадков, нередко большой продолжительности, встречаются даже в глубоких котловинах очень часто. При этом необходимо отметить, что такие перерывы во многих случаях не только кажутся, т.е. связанные с неполнотой отбора кернов, хотя последняя также имела, особенно на ранних этапах бурения.

Прежде чем переходить к обсуждению новых данных о перерывах в толще глубоководных осадков, хотелось бы обратить внимание на некоторые факты, известные задолго до начала бурения, но до сих пор, как нам кажется, еще не всеми достаточно осознанные.

Автору настоящей статьи пришлось неоднократно подчеркивать, что на дне океанов в разнообразных условиях рельефа и на самых различных глубинах, вплоть до максимальных, существует бесчисленное количество обнаженных участков, лишенных покрова не только современных, но и плейстоценовых отложений (Безруков, 1962; "Осадкообразование..." 1970). Фактические данные, подтверждающие это, можно найти во многих работах начиная со времени плавания экспедиции на "Челленджере" (Murray, Renard, 1891), и особенно последнего периода. Некоторое отражение такие представления нашли и на различных картах дна океанов (Heezen, Tharp, Ewing, 1959; Heezen, Tharp, 1965; "Геологическая карта..." 1973, и др.).

К началу 70-х годов в глубоководных частях всех океанов были известны на поверхности дна уже многие сотни выходов палеонтологически охарактеризованных отложений неогена, палеогена и мела (Funnell, 1971). К настоящему времени в результате особенно интенсивных геологических исследований в океанах, а также широкого разворота работ по фотографированию дна и сейсмопрофилированию осадочной толщи количество достоверных выходов дочетвертичных отложений увеличилось во много раз. Следует иметь в виду, что каждая проба древних осадков и пород, полученная с поверхности дна, представляет не отдельную точку, а какую-то, часто обширную его площадь.

Не менее многочисленны на дне океанов обнажения магматических пород не только разного состава, но и различного возраста — поздне- и раннекайнозойского, поздне- и раннемелового.

Наиболее обильны выходы дочетвертичных осадочных и магматических пород на уступах континентальных склонов, на склонах глубоководных желобов, на вершинах и склонах подводных гор и хребтов, особенно срединно-океанских, в зонах разломов, а также на дне глубоких котловин с холмистым рельефом и низкими темпами седиментации.

В Индийском и Тихом океанах, как нами ранее отмечалось (Безруков, 1964), выходы дочетвертичных осадков и пород в условиях расчлененного рельефа встречаются в виде пятен и полос разных размеров и очертаний не менее чем на трех четвертях их площади. Материалы, полученные в последние годы, особенно при по-

лигонных исследованиях, убеждают в том, что эти цифры не завышены. Чем детальнее ведутся работы в океанах, тем больше находится обнажений древних осадков и пород, даже на сравнительно слабо всхолмленных поверхностях. Исключения составляют только плоские абиссальные равнины и аккумулятивные шлейфы, занимающие в океанах менее 10% их общей площади. В районах активно развивающихся срединно-океанических хребтов выходы вулканических пород, совсем обнаженные или покрытые кое-где "присыпкой" раковин фораминифер, на обширных пространствах дна вообще преобладают. Это было недавно подтверждено наблюдениями с подводных лодок при работах франко-американской экспедиции по программе "Фэймес" (FAMOUS) в одном из районов Срединно-Атлантического хребта.

Оценить суммарную площадь обнаженного дна в океанах пока можно только весьма приближенно. Согласно выполненным нами ориентировочным подсчетам, площадь дна, лишенного четвертичных осадков, в Тихом и Индийском океанах составляет не менее 10-15% их общей площади (за пределами глубоководных желобов и континентальных подножий), а дна, лишенного современных (голоценовых) осадков, — еще больших величин. Сюда следует отнести, в частности, кроме выходов твердых пород и древних осадков "мостовые" марганцевых конкреций, скорости роста которых в центральных частях океанов измеряются микронами или максимум несколькими десятками микронов в 1000 лет (Ku, Broecker, 1969). Сюда же относятся и многие обширные участки распространения эвпелагических глин и радиолариевых илов, которые, по палеонтологическим данным, нередко имеют в самой верхней части раннеплейстоценовый и доплейстоценовый возраст.

Из сказанного вытекают следующие выводы.

1. Относительная площадь четвертичного покрова в пелагических областях океанов, которые принято называть конечными водоемами твердого стока, соизмерима с относительной площадью также прерывистого, хотя обычно более мощного четвертичного чехла на континентах, т.е. в областях денудации. В этом ничего парадоксального нет, так как подавляющая часть терригенного материала, поступающего с суши, оседает в дельтах рек и приустьевых участках, в окраинных морях, вдоль континентальных подножий в глубоководных желобах, тогда как за их пределами, особенно в зонах низкой биологической продуктивности, пелагические илы отлагаются крайне медленно. В условиях расчлененного рельефа они на многих участках дна в результате движения придонных вод не отлагаются совсем или периодически подвергаются размыву.

2. Многочисленные участки дна океанов с выходами дочетвертичных отложений разного возраста представляют не что иное, как поверхности стратиграфических перерывов и с этой точки зрения заслуживают специального изучения. Если к ним применить обычную геохронологическую терминологию, то продолжительность этих перерывов исчисляется в одних местах сотнями тысяч или миллио-

нами, а в других десятками миллионов лет (независимо от того, отлагались ли здесь ранее более молодые осадки, или нет).

3. Судя по разнообразию обстановки нахождения на океанском дне поверхностей перерывов, они обычно не связаны с вертикальными тектоническими движениями, а возникли на огромных глубинах океанов в результате перемещения осадочного материала придонными водами или же в некоторых случаях частичного растворения ими отложившихся ранее карбонатных и кремнистых осадков. Этот третий вывод важен для интерпретации перерывов в толщах пелагических осадков. Из него, конечно, имеются и имелись в геологическом прошлом исключения. Но широко распространенные ранее представления об обязательной связи перерывов в разрезах морских осадков с вертикальными поднятиями дна океанографическими материалами не подтверждаются.

Перейдем теперь к краткому обзору сведений о перерывах в толщах океанских осадков. По Проекту глубоководного бурения (DSDP) в океанах пройдено более 400 скважин и получены десятки километров кернов. Во многих скважинах в разрезах кайнозойских и мезозойских отложений в результате детальных микропалеонтологических исследований выявлены стратиграфические перерывы различного диапазона.

Так, в Индийском океане перерывы обнаружены более чем в 20 скважинах из общего количества 50 (не считая скважин в Красном море), а в некоторых скважинах отмечено на разных уровнях два-три перерыва ("Initial Reports...", 1974). Возрастные интервалы перерывов, там где они палеонтологически хорошо обоснованы, колеблются обычно от нескольких миллионов до 20 млн. лет, а в отдельных скважинах достигают 45-55 млн. лет. Но поскольку при интенсивном размыве дна определить время начала перерыва часто бывает трудно и один перерыв мог накладываться на другой, истинная продолжительность перерывов в накоплении осадков не всегда может быть установлена.

В наибольшем числе случаев (по отношению к количеству изученных разрезов соответствующего возраста) стратиграфические перерывы приурочены к концу мела - началу палеоцена, к позднему эоцену, к среднему или верхнему миоцену. Кроме того, перерывы были выявлены в пределах раннего и позднего мела, в среднем эоцене, в олигоцене. Наиболее крупные стратиграфические перерывы (от позднего мела или палеоцена до миоцена или плиоцена) обнаружены в разрезах скважин 261 и 263 в Западно-Австралийской котловине (на американских картах - котловине Уортон) на глубинах океана более 5000 м (Veivers a. oth., 1973). Но ни один из более отчетливо выраженных перерывов не был прослежен во всех скважинах, которые прошли соответствующие отложения, т.е. говорить об их повсеместном распространении в океане пока нельзя.

В Тихом и Атлантическом океанах стратиграфические перерывы в толщах осадков не менее часты, чем в Индийском. По данным П. Рона (Rona, 1973), обобщившего сведения о перерывах по ма-

териалам двух первых этапов бурения на судне "Гломар Челленджер" (с 1968 по 1972 г.), в этих океанах особенно отчетливо выражены перерывы в начале палеоцена и в конце олигоцена. По времени они примерно соответствуют региональным стратиграфическим перерывам, выявленным в Индийском океане. Кроме того, в Тихом и Атлантическом океанах обнаружены перерывы и на других стратиграфических уровнях начиная от раннего мела (или поздней юры) и вплоть до плиоцена. Материалы рейсов 1973-1975 гг. внесли в эти данные некоторые уточнения.

Интересно отметить, что не все перерывы сопровождаются резкими изменениями литолого-фациального состава пелагических осадков; некоторые установлены в разрезах литологически довольно однородных карбонатных или кремнистых отложений.

Во многих скважинах было выявлено несколько перерывов разной продолжительности. Так, в 30-м рейсе в скважине 289, расположенной на плато Онтонг-Ява, к северу от Соломоновых островов, где кернами был охвачен полный разрез отложений от плейстоцена до апта, было обнаружено шесть перерывов: между поздним эоценом и ранним олигоценом, между ранним и средним эоценом, в позднем палеоцене, между средним маастрихтом и нижним данием и между аптом и кампаном (Andrews, Packham a. oth., 1973).

Причины возникновения перерывов в толщах океанических осадков обсуждаются в отчетах по ряду рейсов "Гломар Челленджера" и в отдельных статьях.

По мнению П. Рона (Rona, 1973), перерыв в начале палеоцена коррелируется во времени со сменой на континентах морской регрессии трансгрессией, а перерыв в конце олигоцена — со всемирной эпиконтинентальной регрессией. Оба эти перерыва могли быть связаны с уменьшением объема глобальной системы срединно-океанических хребтов, обусловившим увеличение емкости впадин Мирового океана и как следствие этого понижение его уровня и изменения океанической циркуляции.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что первый из упомянутых перерывов совпадает с эпохой ларамийской, а второй с заключительной фазой альпийской складчатости.

Учеными 21, 29 и 30-го рейсов, проходивших в юго-западной части Тихого океана, приведены свидетельства в пользу того, что присутствие здесь регионального несогласия от позднего эоцена до среднего олигоцена, которое захватило как глубокие котловины, так и поднятия дна, было косвенно связано с отделением Австралии от Антарктиды и соответствующей перестройкой системы течений (Andrews, Burns a. oth., 1973; Andrews, Packham a. oth., 1973; Kennett a. oth., 1972, 1973). На связь перерыва с возникновением в эоцене циркумантарктического течения в результате разобщения Антарктиды и Австралии и их раздельного дрейфа указывали и участники 26-го рейса в Индийском океане (Luyendyk a. oth., 1973).

Подобного рода объяснения не лишены оснований, хотя на современном этапе знаний их нельзя признать универсальными. Пред-

ставляется вероятным, что дифференцированные горизонтальные и вертикальные движения крупных блоков или плит литосферы, изменения плана размещения континентов не могли не отражаться на перестройке системы как поверхностных, так и придонных океанических течений.

Глубинная циркуляция океанических вод пока изучена гораздо хуже, чем поверхностная, но давно известна огромная роль в этой циркуляции холодных антарктических вод, которые опускаются на большие глубины и затем распространяются во всех океанах на север, за экватор. Распад Гондваны и разобщение ее отдельных фрагментов, по-видимому, оказали большое влияние на всю систему океанической циркуляции. Вместе с тем, как показало бурение в 28-м рейсе, резкое похолодание климата, приведшее к оледенению Антарктиды, а следовательно, и охлаждению придонных океанических вод началось в конце палеогена или в самом начале миоцена (Hayes a. oth., 1973).

В настоящее время работами многих исследователей установлено, что, вопреки представлениям, преобладавшим всего 20 лет назад, скорости придонных течений на глубинах 3-4-5 км местами достигают значительных величин - от 2-5 до 20 см в секунду и даже более. При таких скоростях могут размываться частицы размера алеврита и мелкого песка. Следовательно, глубинные придонные течения играют не только транспортирующую, но и эродирующую роль. Свидетельства этому (эрозионные ложбинки на поверхности осадков, волнистые границы между осадками разного и близкого состава, следы растворения биогенного материала на дне и т.д.) описаны во многих работах. Неоднократно они наблюдались и нами на фотографиях дна и в колонках осадков во многих экспедициях на "Витязе" в Тихом и Индийском океанах.

Таким образом, глубинные океанические течения являются важной, хотя, вероятно, и не единственной причиной возникновения перерывов в глубоководном осадконакоплении, а крупные изменения структурного плана поверхности Земли на протяжении мезозоя и кайнозоя неизбежно должны были вызывать в одних обширных областях океанов усиление течений, с образованием, развитием или неоднократным наложением перерывов, в других - их ослабление или исчезновение.

В связи с этим следует напомнить слова Д.В. Наливкина, который в упомянутых выше работах, опубликованных около 50 лет назад, объясняя возникновение перерывов в сериях морских осадков деятельностью морских течений, называл их "могучими, неотвратимыми, то постоянными, то изменчивыми силами". Эти слова, написанные в то время, когда океанология только зарождалась, а осадки океанов были очень мало изучены, приобретают сейчас новое, более широкое и более "глубоководное" содержание.

Из всего сказанного видно, какое большое значение для восстановления геологической истории океанов должно иметь изучение перерывов в толщах пелагических осадков. Сейчас исследования в

этом направлении только начинаются и делать определенные выводы о происхождении перерывов, о закономерностях их распространения в пространстве и во времени можно далеко не всегда. Нельзя отрицать, что в разных районах океанов и в разных частях разрезов они могут иметь различное происхождение. Вероятно, существуют локальные, региональные и глобальные перерывы. Поэтому прежде всего необходимы тщательная проверка всех перерывов, сопоставление их на основе всестороннего анализа биостратиграфических и литолого-фашиальных данных.

Изучение перерывов в толщах глубоководных осадков океанов будет иметь огромное значение и для разрешения до сих пор дискуссионной проблемы синхронности или асинхронности морских трансгрессий и регрессий на континентах.

ABSTRACT

Numerous outcrops of pre-Quaternary deposits of different age in the areas of oceans with uneven relief and low biological productivity represent surfaces of hiatuses in deep-sea sedimentation. Large limits of their environments show that hiatuses are not necessarily connected with tectonical vertical movements but they were formed at great depths mainly as a result of non-deposition and erosion of ocean floor by near-bottom currents. That must be taken in mind while interpreting the origin of hiatuses discovered in the sedimentary strata of oceans at different stratigraphic levels by the deep-sea drilling.

The origin of regional hiatuses in the sections of pelagic sediments is connected with changes of deep-sea circulation of oceanic waters. These changes were initiated by the alteration of structural plan of the Earth's crust in Mesozoic and Cenozoic and particularly by the breakup of Gondwana and the drift of continents. The investigations of hiatuses in pelagic sediments are of a great importance for the study of the simultaneity of marine transgressions and regressions on the continental areas.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П.Л. 1962. О неравномерности распределения глубоководных океанических осадков. — Океанология, т. II, вып. 1.
- Безруков П.Л. 1964. Осадкообразование в северной и центральной частях Индийского океана. — Междунар. геол. конгресс, XXII сессия, доклады сов. геологов. Проблема 16. "Геология дна океанов и морей". М., "Наука".
- Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана масштаба 1:10 000 000. 1973. Л., Мин-во Геологии СССР и Академия наук СССР.
- Наливкин Д.В. 1927. Пески и течения. — Вести. Геол. ком., т. 2, № 7.
- Наливкин Д.В. 1932. Учение о фашиях. Л., ОНТИ.
- Осадкообразование в Тихом океане. Тихий океан. 1970. Т. VI, кн. 1. "Наука".

- Твенхёфел У. 1936. Учение об образовании осадков. М.—Л., ОНТИ.
- Andrews J.E., Burns R.E. a. oth. 1973. Deep-Sea Drilling Project: Leg 21; Tasman Sea-Coral Sea. — In: "Oceanography of the South Pacific, 1972". Wellington.
- Andrews J.E., Packham G. a. oth. 1973. Leg. 30, Deep-Sea Drilling Project. — Geotimes, N 9.
- Funnell B.M. 1971. The occurrence of Pre-Quaternary Microfossils in the oceans. — In: "Micropalaeontology of oceans". Cambridge.
- Hayes D.E., Frakes L.A. a. oth. 1973. Leg 28, Deep-Sea Drilling in the Southern Ocean. — Geotimes, N 6.
- Heezen B.C., Tharp M. 1965. Physiographic diagram of the Indian Ocean. N. Y., Geol. Soc. America Spec. Publ.
- Heezen B.C., Tharp M., Ewing M. 1959. The floors of the oceans. 1. The North Atlantic. N.Y., Lamont Geol. Observ.
- Initial reports of deep-sea drilling project. 1974. V. XXII—XXVII. Washington, U.S. Govt. Print. Office.
- Kennett J.P., Burns R.E. a. oth. 1972. Australian-Antarctic continental drift, palaeocirculation changes and Oligocene deep-sea erosion. — Nature, Phys. Sci., v. 231, N 91.
- Kennett J.P., Houtz R.E. a. oth. 1973. Deep-sea drilling in the roaring 40-s. — Geotimes, N 6.
- Ku T.L., Broecker W.S. Radiochemical studies of manganese nodules of deep-sea origin. — Deep-Sea Res., v. 16.
- Luyendyk B.P., Davies T.A. a. oth. 1973. Leg 26, Deep-Sea Drilling Project. — Geotimes, N 3.
- Murray J., Renard A.F. 1891. Deep-sea deposits. — Repts Challenger Exped. London.
- Rona P.A. 1973. World unconformities in marine sediments related to eustatic changes of sea level. — Nature, Phys. Sci., v. 244, N 6.
- Veevers J.J., Heirtzler J.R. a. oth. 1973. Deep-sea Drilling Project, Leg 27 in the Eastern Indian Ocean. — Geotimes, N 4.

И. О. МУРДМАА

ЭДАФОГЕННЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ

За последние годы собраны многочисленные данные об образовании в океанах обломочных отложений из продуктов разрушения в подводных условиях твердых ("коренных") пород дна. Такие отложения описаны в тектонических депрессиях срединно-океанских хребтов, в глубоководных океанских желобах и на ложе океана. Для обозначения их как особой генетической группы осадочных образований предлагается термин "эдафогенные" (от греческого "эдаφος" — дно, основание), ранее примененный В.П. Петелиным (1971) для минеральных компонентов современных осадков, освобождающихся при разрушении твердых пород дна. По таксономическому рангу эдафогенные отложения следует ставить рядом с такими основными

группами, как терригенные, биогенные, вулканогенные, хемогенные осадки. Ни в одну из них они включены быть не могут. От наиболее близких по составу терригенных обломочных осадков их отличает прежде всего то, что весь осадочный цикл от мобилизации осадочного материала (разрушения материнских пород) до окончательного осаднения на дне и захоронения проходит в подводных условиях без связи с сушей, с субаэральными процессами денудации и смыва.

Ниже рассмотрены примеры современных и древних эдафогенных отложений, выявленных на дне Тихого и Индийского океанов, главным образом по наблюдениям автора и других сотрудников Отдела геологии океана Института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР под руководством членов-корреспондентов АН СССР П.Л. Безрукова и А.П. Лисицына на научно-исследовательских судах "Витязь" и "Дмитрий Менделеев" в 1964-1973 гг.

ЭДАФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

На дне и склонах многих глубоких тектонических депрессий, пересекающих срединные хребты Тихого, Индийского и Атлантического океанов, были обнаружены своеобразные обломочные отложения, псефитовые, песчаные, алевроитовые, сложенные преимущественно или даже нацело продуктами разрушения магматических и метаморфических пород, относимых к океанской офиолитовой ассоциации (Mellis, 1958; Fox, Heezen, 1965; Siever, Kastner, 1967; Мурдмаа, 1968; Солдатов, Мурдмаа, 1970; Розанова, 1971; Безруков и др., 1972; Мурдмаа, Розанова, 1976). Образование этих отложений, залегающих в виде прерывистых слоев и линз в замкнутых депрессиях в окружении пелагических известковых осадков, не может быть объяснено иначе, как разрушением соответствующих пород, обнажающихся на крутых склонах впадин. Здесь мы имеем, таким образом, яркий пример эдафогенных отложений.

Эдафогенные отложения лежат в депрессиях чаще на глубинах, превышающих критическую глубину пелагического карбонатакпления, занимая тем самым как бы фациальную позицию глубоководных пелагических глин. Но от последних они отличаются весьма резко грубой обломочной структурой, составом и процессами возникновения. Реже они встречаются в виде тонких прослоев внутри толщ пелагических известковых осадков, залегая здесь обычно в основании ритмов биогенных турбидитов.

Псефитовые разности сложены обломками гипербазитов, серпентинитов, габброидов (в том числе полосчатых), диабазов, спилитов, метабазалтов, различных метасоматитов и свежих толеитовых базальтов. Все эти породы многократно описаны как типичные члены магматических формаций срединных хребтов. При этом исследователи почти во всех случаях имели в своем распоряжении не образцы собственно коренных пород, а уже дезинтегрированный на дне об-

ломочный материал, местное происхождение которого бесспорно. В пробах, полученных драгами, обломочный материал в одних случаях мономиктовый (монопетрогенный), в других — смешанный, полимиктовый. Но и в полимиктовых разностях набор пород не случаен, а соответствует определенным естественным породным ассоциациям. Обломочный материал неотсортирован, обломки неокатаны, обычно не несут признаков подводного выветривания. Нередко на обломках наблюдаются зеркала скольжения и другие признаки тектонических деформаций.

Песчано-алевритовые и алевритово-пелитовые разности эдафогенных отложений встречаются чаще всего в виде градиционно-слоистых пачек турбидитов, иногда с прослоями пелагических карбонатных илов. Наблюдается также тонкое переслаивание песчаных и алевритовых слоев без четкой градиционной текстуры. Нередки оползневые текстуры осадков.

Минеральный состав песчано-алевритового материала близко соответствует составу псефитов. Удается выделить четкие минеральные комплексы: толеит-базальтовый, серпентинитовый, зеленокаменный, габбровый (Мурдмаа, 1968; Розанова, 1971; Мурдмаа, Розанова, 1975). Они встречаются в пробах осадков как в почти чистом виде, так и в различных сочетаниях. Характерна резкая изменчивость минерального состава на небольших расстояниях в пределах отдельных депрессий, указывающая на локальность источников поставки и незначительную протяженность переноса. Так, иногда один комплекс полностью сменяется другим на расстоянии всего нескольких километров.

Специфичен состав пелитовой фракции эдафогенных осадков. Значительную часть ее составляют тонкодисперсные минералы — продукты механической дезинтеграции пород (серпентин, хлорит, тальк). Кроме того, присутствуют глинистые минералы — преимущественно группы монтмориллонита, по составу резко отличающиеся от комплексов глинистых минералов в окружающих пелагических осадках (Розанова, 1971). Скорее всего они аутигенные, образовались в результате вторичных изменений эдафогенных обломочных минералов.

Во впадинах Романш (Атлантический океан) и Хесса (Галапагосское поднятие, Тихий океан), а также в рифтовых зонах Индийского океана, помимо рыхлых эдафогенных отложений, встречены их полуконсолидированные разности — слабо уплотненные песчаники и алевролиты. По имеющимся данным, такие породы имеют молодой (во впадине Хесса — четвертичный) возраст, а литификация связана с воздействием гидротерм. Обломки полуконсолидированных эдафогенных пород представляют собой, в свою очередь, эдафогенный грубообломочный материал при образовании современных рыхлых брекчиевидных накоплений. Иногда фиксируется эдафогенный обломочный материал нескольких генераций (Солдатов, Мурдмаа, 1970).

ЭДАФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОКЕАНСКИХ ЖЕЛОБОВ

В ряде глубоководных желобов Тихоокеанского подвижного пояса в разных экспедициях тралами и драгами, реке дночерпателями или грунтовыми грубками, получены пробы грубообломочного материала, происхождение которого трудно объяснить выносом с соседних островов либо ледовым, или иным "экзотическим" способом разноса. Такие образования справедливо связывались многими исследователями с коренными подводными обнажениями на склонах желобов. В большинстве случаев очевидно, что обломки не были сорваны прямо с коренных обнажений, а получены с глыбовых отвалов, либо покрывающих обнажения в виде подводного элювия, либо уже смещенных вниз по склону. Пестрый состав пород в ряде проб бесспорно свидетельствует о переотложении продуктов разрушения обнажающихся пород, т.е. о наличии на дне эдафогенных накоплений.

В 39-м рейсе "Витязя" (Мурдмаа и др., 1970) со дна Курило-Камчатского желоба, с глубины 9,5 км, были подняты крупные плиты (до 70 см) и много угловатых обломков различных по облику и составу кремнистых пород - коричневых, розовых, белых кварцевых и кристобалитовых кремней, серых тонкослоистых кремнистых сланцев, возраст которых по остаткам радиолярий определен Л.Б. Тихомировой (ВСЕГЕИ) предположительно как позднемезозойский. Аналоги таких пород на соседних Курильских островах отсутствуют.

На внутреннем (западном) склоне желоба Тонга, на глубине 5900 м, в 48-м рейсе "Витязя" дночерпателем была поднята проба рыхлых щебнисто-дресвяных отложений, сложенных неокатанными обломками разнообразных эффузивных (базальты, андезиты) и вулканогенно-осадочных пород, в том числе зеленокаменно-метаморфизованных, аналоги которых отсутствуют на близлежащих коралловых островах (Авдейко и др., 1972). Обломки - свежие или слабо выветрелые с поверхности. Материал неотсортирован, размер обломков колеблется от 0,5-2 м до 12 см. По-видимому, это эдафогенные подводно-осыпные отложения, скопившиеся у подножия крутого скалистого уступа, в котором обнажается эффузивно-туфогенная толща сложного состава.

На дне желоба Тонга (глубина 9-10 км) тралом получена проба полужидких туфоглин, переполненных обломками крепких туфов, туфопесчаников и алевролитов и кислых кварцсодержащих эффузивных пород. Кроме того, со дна и внутреннего склона этого желоба были ранее подняты обломки габбро, базальтов, серпентинитов (Fischer, Engel, 1969). Все это также, безусловно, продукты дезинтеграции твердых пород, обнажающихся на внутреннем склоне желоба, т.е. эдафогенный материал, образующий ныне грубообломочные накопления в желобе.

В Курило-Камчатском, Марианском, Идзу-Бонинском и других желобах в тралы нередко попадают в большом количестве окатыши

(размером до 10–15 см) и бесформенные глыбы слабо уплотненных глин, диатомитов, глинистых и диатомовых туффитов (Безруков, Петелин, 1962). В образцах из Курило–Камчатского желоба А.П. Жузе определила флору диатомей, отнесенную ею к концу плиоцена – началу плейстоцена. Комки уплотненной глины в смеси с современными мягкими илами образуют на склонах желоба брекчиподобные отложения. Иногда комковатые глины слагают тонкие базальные прослои в глинистых турбидитах.

Таким образом, в желобах встречены как настоящие эдафогенные отложения, сложенные обломками твердых (эффузивных, осадочных метаморфических) пород, так и брекчиподобные накопления из кусков древних нелигитифицированных осадков. Последние близки к эдафогенным по механизму формирования, но отнесение их к этой генетической категории не бесспорно. Вероятно, целесообразно выделить подобные образования, а также другие продукты размыва и переотложения древних (доплейстоценовых) осадков на дне океана в особую разновидность эдафогенных отложений.

ЭДАФОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ЛОЖЕ ОКЕАНА

Рассмотренные выше примеры эдафогенных отложений приурочены к зонам высокой современной сейсмотектонической активности, безусловно оказывающей существенное влияние на разрушение горных пород дна и стимулирующей гравитационное перемещение рыхлых масс. Но эдафогенное происхождение имеют, вероятно, также некоторые обломочные образования, встреченные на ложе океана, в пределах асейсмичных в настоящее время океанских плит.

Это прежде всего определенный тип брекчий, реже гравелитов или песчаников, образцы которых в виде крупных глыб, покрытых железомарганцевыми корками, собраны в значительных количествах со склонов плосковершинных подводных гор – гайотов Тихого и Индийского океанов.

В отличие от встреченных на тех же гайотах мелководных отложений, представленных преимущественно фосфатизированными меловыми кораллово–водорослевыми и рудистовыми известняками, часто содержащими обломки магматических пород, встречены полимиктовые брекчии, сложенные обломками различных базальтоидов и их туфов с примесью андезитов и глубинных пород (габбро, диабазов), сцементированных фосфатизированным пелагическим известняком с реликтовой структурой фораминифер, кокколитов (Безруков и др., 1969). Возраст цементирующего осадка, а следовательно, и время образования брекчий на гайотах Мид–Пацифик (Маркус–Неккер) и района Маршалловых островов верхнемеловой, палеогеновый (Hamilton, Rex, 1959; Matthews a. oth., 1974), в других случаях миоценовый (по определению кокколитов О.В. Дмитриенко). Нередко брекчии содержат обломки железомарганцевых корок и целые конкреции, а также куски брекчии, обломки песчаников и фосфоритов более

ранних генераций. Наличие таких включений, равно как пелагические осадки в цементе, и отсутствие мелководной фауны свидетельствуют об образовании брекчий в подводных, сравнительно глубоководных и безусловно пелагических условиях. В этих условиях источником обломочного материала могли быть только обнажающиеся на дне породы, механическое дробление которых, вероятно, происходило в зонах активных в то время разломов.

Можно предположить, что описываемые брекчии отлагались на тектонических (сбросовых) уступах в результате гравитационного перемещения обломков, образованных при тектоническом дроблении пород в разломах, и их смешения с пелагическими известковыми осадками. Подобный механизм формирования современных эдафогенных накоплений можно наблюдать на крутых склонах гайотов: на фотографиях дна часто видны россыпи глыб и конкреций в смеси с известковыми кокколито-фораминиферовыми илами. Иногда заметны следы ("дорожки") сползания глыб по склону. Поскольку глыбы нередко сами сложены ранее образовавшейся древней эдафогенной брекчией, мы имеем здесь наглядный пример повторного брекчиеобразования, по-видимому, вообще свойственного эдафогенному процессу.

На восточном склоне плато Манихики в 48-м рейсе "Витязя" (Безруков, 1971) была поднята крупная глыба ритмично слоистого грубого грауваккового песчаника с прослоями гравелита (Мурдмаа и др., 1972). Обломочный материал представлен обломками измененных оливиновых базальтов, меланократовых авгититовых лав, туфов, диабазов, габбро-норитов, серпентинитов, фосфоритов. Цемент вторичный, хлоритово-цеолитовый. В породе встречены остатки раковин фораминифер, спикулы губок, радиолярии, т.е. типичные фаунистические признаки пелагических осадков. Какие-либо следы мелководной фауны отсутствуют. По-видимому, в данном случае мы имеем дело с эдафогенным турбидитом. Близкие, судя по предварительному описанию, грубообломочные отложения раннемелового возраста вскрыты на вершине плато скважиной № 317 "Гломар Челленджера" (Schlanger, Jackson a. oth., 1974) под толщей пелагических осадков.

Более глубоководные молодые эдафогенные отложения, ассоциирующиеся с пелагическими глинами, были обнаружены на дне восточной части Индийского океана в предгорьях Восточно-Индийского хребта, в условиях сложно расчлененного тектонического рельефа (Безруков, 1973, полигон ст. 6744). Здесь на крутых подводных склонах, очевидно, образованных сбросами, подняты обломочно-глинистые осадки, содержащие серпентин, тальк, актинолит, хлорит в качестве осадкообразующих минералов. Здесь же тралом собраны обломки базальтов, серпентинитов, пироксенитов, амфиболитов, габбро, диоритов, долеритов, зеленых сланцев (Безруков, Кашинцев, 1974), очевидно, представляющие эдафогенный обломочный материал рыхлых брекчий. Близкое соответствие минерального состава обломков пород и рыхлых осадков свидетельствует об едином источнике их

поступления — обнажениях в тектонических уступах горных пород фундамента океанического дна.

Приведенные примеры показывают, что на ложе океана современные и древние эдафогенные отложения обнаруживаются в зонах тектонического дробления, выраженных в рельефе дна. Пока неясен вопрос о том, всегда ли эдафогенные отложения синхронны (в геологическом масштабе времени) тектонической активности, или процесс их формирования может быть растянут на значительный срок после создания расчлененного тектонического рельефа, протекая под действием экзогенных факторов. Последнее, возможно, происходит на современных склонах гайотов, где, по-видимому, нет молодой тектонической активности.

О ПРОЦЕССАХ ФОРМИРОВАНИЯ ЭДАФОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИИ

Формирование обломочных отложений из продуктов разрушения твердых пород дна может происходить только в случае действия какого-то механизма их дезинтеграции, г.е. первичной мобилизации осадочного материала. Подводное химическое выветривание вряд ли играет существенную роль в рассмотренных выше примерах. Во-первых, оно протекает весьма медленно и не может привести к разрыхлению значительных масс пород. Во-вторых, эдафогенный материал обычно не несет на себе признаков выветривания. Весь его облик свидетельствует о механическом раскалывании и дроблении. На это указывает также отсутствие избирательного разрушения отдельных минералов, практически полное соответствие минерального состава осадков и материнских пород всюду, где последние известны.

В качестве агента механического разрушения твердых пород мало подходят придонные течения, скорости которых для этого явно недостаточны. Даже суспензионные потоки с гораздо более высокими скоростями вряд ли способны размывать монолитные породы.

Остается предположить, что ведущую роль в мобилизации эдафогенного материала играет тектоническое дробление пород в зонах дизъюнктивных деформаций. Такое заключение хорошо согласуется с приуроченностью эдафогенных отложений к зонам тектонической активности, а также со свежим обликом обломочного материала и с часто наблюдаемыми прямыми свидетельствами тектонических деформаций пород — зеркалами скольжения, катаклазированнойностью и т.д. Растрескивание и растирание пород вплоть до образования тонкодисперсных милонитоподобных масс особенно характерно для срединно-океанских хребтов, где эдафогенные отложения и имеют наиболее широкое распространение.

Перенос и осаждение дезинтегрированного эдафогенного обломочного материала осуществляется главным образом подводными склоновыми гравитационными процессами — оползнями, обвалами, осы-

пиями и суспензионными потоками. О последних свидетельствует градационно-слоистая текстура относительно тонкозернистых песчано-алевритовых разностей эдафогенных осадков на дне тектонических депрессий. Интенсивность гравитационных процессов переноса связана с расчлененным тектоническим рельефом — крутизной склонов и значительными амплитудами глубин. Определенную роль играют, по-видимому, сейсмические толчки, приводящие в движение осадочные массы на склонах.

В переносе, вероятно, участвуют также придонные течения, в отличие от мгновенных гравитационных процессов осуществляющие медленное, но длительное рассеивание тонкого эдафогенного материала. Такой медленно поступающий материал становится заметным, а тем более осадкообразующим лишь на фоне крайне низких темпов пелагического осадконакопления. Так, в Индийском океане глубоководные эдафогенные отложения встречены среди крайне медленно накапливающихся эпипелагических глин. К ним же приурочены неясные пока ареалы относительной концентрации некоторых минералов (дистена, ставролита), возможно, связанные с размывом горных пород дна (Свальнов, Рудакова, 1976).

Выделение среди океанских осадков особой группы обломочных отложений, обязанных своим происхождением разрушению обнажающихся на дне горных пород и названных эдафогенными, представляется важным не только с точки зрения полноты картины океанского седиментогенеза или стройности литогенетических классификаций. Эти отложения, хотя в количественном отношении и занимающие незначительную долю среди океанских осадков, могут оказаться важными, с одной стороны, как поисковый признак выходов определенных типов горных пород и тем самым способствовать геологическому картированию дна. Выше был приведен пример эдафогенных серпентиновых осадков во впадине Хесса, вероятно, указывающих на выходы серпентинитов. С другой стороны, эдафогенные отложения приурочены, как было показано, главным образом к зонам разломов, в которых происходит тектоническое дробление пород — основной механизм мобилизации эдафогенного материала. Нахождение эдафогенных отложений можно поэтому считать дополнительным признаком активных тектонических нарушений.

Вряд ли можно сомневаться в том, что эдафогенные отложения образуются не только в современном океане, но их аналоги имеются и среди океанских отложений геологического прошлого. Правильная интерпретация их в таких случаях может иметь существенное палеогеографическое и палеотектоническое значение. Будучи во многом сходны с терригенными морскими отложениями, эдафогенные образования, в том числе грубые брекчии или слоистые песчаники, лишены какой-либо связи с традиционными источниками сноса в виде близлежащей суши. Их появление в разрезах пелагических осадков не свидетельствует о поднятии участка дна выше уровня

моря и может вообще не быть связанным с тектоническими поднятиями. Наоборот, такие отложения скорее свидетельствуют об условиях глубоких тектонических депрессий на сколь угодно большом удалении от суши в типично пелагических условиях.

ABSTRACT

The term "edaphogenous" is proposed for clastic sediments formed by the subaqueous destruction and wash-out of the ocean bottom rocks.

In the deep tectonic depressions of the Atlantic, Indian and Pacific Mid-Ocean ridges (rift valleys and transform fault trenches) clastic sediments were found, including coarse rock debris, sand and silt. The mineralogy of these deposits is in good accordance with the mineral composition of the basic and ultramafic rocks, belonging to the ocean ophiolitic series (i. e. serpentinites, basalts, gabbro, greenstones etc.). Fragments of these rocks, which are considered as parent rocks for the clastic edaphogenous sediments, were dredged from the same locations.

In the West Pacific geosyncline trenches the coarse edaphogenous rock debris consists of different sedimentary and volcanic rocks, which are not found on nearby island arcs. The debris is obviously derived from the submarine outcrops.

On the Pacific and Indian Ocean guyots large blocks of the lithified edaphogenous breccia and sandstone were dredged. The breccia consists mostly of different basalt fragments with admixture of diabase and gabbro, cemented by the phosphatized pelagic calcareous ooze (Cretaceous to Miocene age) or by the secondary zeolites. Pelagic microfossils, as well as manganese nodules in the breccia are indicative of the pelagic environment of clastic sediment deposition.

The recent edaphogenous debris occurs in the ocean floor fracture zones, being associated with the pelagic clay.

The tectonic destruction (cracking, mylonitization) is assumed to be the main process of the rock desintegration on the ocean bottom. The edaphogenous clastic matter thus formed, is transported and deposited by turbidity currents, slides and partly by near-bottom currents.

Occurrence of the edaphogenous sediments is indicative of the bottom tectonic activity as well as of some specific rock type exposures on the ocean floor. When found in ancient formations they do not mark a nearby land as it may be proposed on the base of their coarse texture and clastic origin.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.Н., Безруков П.Л., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г. 1972. Новые данные о составе вулканических пород фундамента островной дуги Тонга. - Докл. АН СССР, т. 204, № 5.
- Безруков П.Л. 1971. Основные научные результаты 48-го рейса НИС "Витязь". - Океанология, т. XI, вып. 3.

- Безруков П.Л. 1973. Основные научные результаты 54-го рейса НИС "Витязь" в Индийском и Тихом океанах. - Океанология, т. XIII, вып. 5.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. 1969. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана. - Докл. АН СССР, т. 185, № 4.
- Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Романкевич Е.А. 1972. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана. - В кн. "Исследования по проблеме рифтовой зоны". М., "Наука".
- Безруков П.Л., Кашинцев Г.Л. 1974. Ультрасосновые и основные породы Западно-Австралийской котловины (Индийский океан). - Докл. АН СССР, т. 218, № 2.
- Безруков П.Л., Петелин В.П. 1962. Донные осадки глубоководных желобов западной части Тихого океана. - Труды океанограф. комиссии, т. 10, вып. 3.
- Мурдмаа И.О. 1968. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанских хребтов. - Литология и полезные ископаемые, № 5.
- Мурдмаа И.О., Безруков П.Л., Богданов Ю.А. 1970. Осадкообразование в Курило-Камчатском желобе. - Труды ИОАН, т. 86, "Фауна Курило-Камчатского желоба и условия ее существования".
- Мурдмаа И.О., Розанова Т.В. 1976. Донные отложения впадины Хесса. - В кн. "Геология и геофизика юго-восточной части Тихого океана". М., "Наука".
- Мурдмаа И.О., Рудник Г.Б., Скорнякова Н.С. 1972. Вулканогенно-обломочные породы ложа Тихого океана. - В кн. "Геология и геофизика моря. Геофизические исследования земной коры." XXIV сессия. Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. М., "Наука".
- Петелин В.П. 1971. Формирование минерального состава глубоководных осадков. - В кн. "История Мирового океана". М., "Наука".
- Розанова Т.В. 1971. Осадки рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. - В кн. "История Мирового океана". М., "Наука".
- Свальнов В.Н., Рудакова А.Н. 1976. Состав крупноалевритовой фракции современных осадков восточной части Индийского океана. - Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Солдатов А.В., Мурдмаа И.О. 1970. Минеральный состав осадков впадины Романш. - Океанология, т. X, вып. 3.
- Fischer B.L., Engel C.G. 1969. Ultramaphic and basaltic rocks dredged from the nearshore flank of the Tonga trench. - Bull. Geol. Soc. America, v. 80, N 1373.
- Fox P.J., Heezen B.C. 1965. Mineralogy of residual sand from the Mid-Atlantic Ridge. - Geol. Soc. America Spec. Paper N 82.
- Hamilton E.L., Rex R.W. 1959. Lower Eocene phosphatized Globigerina ooze from Sylvania guyot. - US Geol. Surv. Profess. Paper, 260-W.
- Matthews J.L., Heezen B.C., Catalano R. a. oth. 1974. Cretaceous drowning of reefs on Mid Pacific and Japanese guyots. - Science, v. 184, N 4135.
- Mellis O. 1958. Die Sedimentation in der Romanche-Tiefe (ein Beitrag zur Erklärung der Entstehung des Tiefseesander in Atlantischen Ozean). - Geol. Rundschau, Bd. 47, H. 1.
- Schlanger S.O., Jackson E.D. a. oth. 1974. Testing a hot spot theory. Leg 33, Deep-Sea Drilling Project. - Geotimes, v. 19, N 3.
- Siever R., Kastner M. 1967. Mineralogy and petrology of some Mid-Atlantic Ridge sediments. - J. Marine Res., v. 25, N 3.

**ГЛАУКОНИТ В ОСАДКАХ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ
ЧЕРЕЗ ТИХИЙ ОКЕАН**

Отсутствие единой точки зрения на происхождение глауконита и глауконитоподобных образований, которые известны в морских и океанических осадках (Петелин, 1954; Takahashi, 1955; Gallicher, 1955; Burst, 1958; Pratt, 1963; Bell, Goodell, 1967; Николаева, Сенин, Голубова, 1971, и др.), в отложениях лагун (Keller, 1958, и др.) и даже в корах выветривания (Дядченко и Хатунцева, 1955), позволяет считать актуальными исследования, связанные с выявлением структурных особенностей и фациальных условий образования глауконита.

В настоящем сообщении изложены результаты детального изучения глауконитов в донных осадках на профиле через Тихий океан от берегов Японии до Мексиканского побережья Северной Америки. Глаукониты изучались петрографически, методом ИК-спектроскопии, химического, рентгенометрического и дифференциально-термического анализа. Работа выполнена по материалам 46-го рейса э/с "Витязь" (1969 г.) и 9-го рейса э/с "Дмитрий Менделеев" (1973 г.) и является продолжением более ранних исследований авторов (Лисицына, Градусов, Чижикова, 1974).

Профиль пересекает ряд литолого-фациальных зон, закономерно сменяющих друг друга в направлении от берега к пелагической части океана, что является выражением циркумконтинентальной зональности осадкообразования (Безруков, 1959). Восточнее Японских островов развиты вулкано-терригенные песчано-алевритовые и глинистые илы прибрежной зоны (станции 6158 - 6161), слабокремнистые, слабокарбонатные и глинистые илы гемипелагической зоны (станции 6162-6166) и далее глины переходного типа (станции 6167-6171). В пелагической области океана огромные площади дна во впадинах покрыты красными глинами с примесью вулканического пепла и цеолитов (станции 6172-6174, 615-625, 643-653 и 675). Локально, на поднятиях, развиты гравийные, песчано-глинистые и карбонатные осадки (подводные горы Маркус-Неккер, станции 611-613), а также биогенно-терригенные осадки Гавайского архипелага (станции 626-641 и 677-690). Вблизи Мексиканских берегов линия профиля снова пересекает зону развития глин переходного типа (станции 655, 674, 673), гемипелагическую зону глинистых илов с примесью карбонатных и кремнистых организмов (станции 671, 672) и прибрежную зону терригенных песчано-алевритовых и глинистых илов шельфа и континентального склона (станции, 670, 669, 668).

Богатые S_{org} (от 1 до 6,3%) прибрежные и гемипелагические восстановленные илы образуют зону редуцированных осадков, которая, по Н.М. Страхову (1972), располагается по периферии океана.

Глауконит в виде глобул овальной, чаще неправильной формы обнаружен как в западной, так и в восточной части профиля в при-

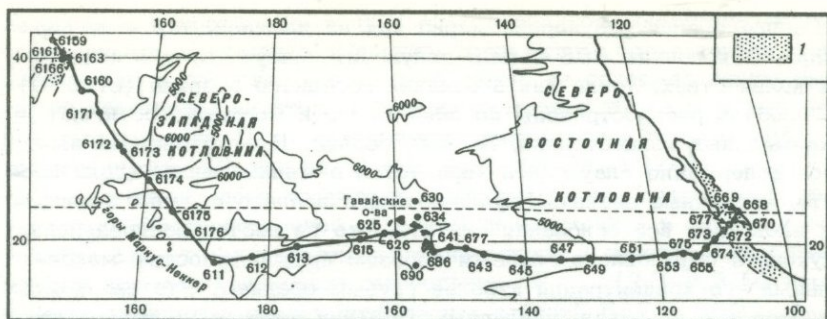


Рис. 1. Схема расположения станций литологического профиля 1 – области распространения глауконитовых осадков

брежных и гемипелагических осадках шельфа и континентального (островного) склона (рис. 1). В окисленных и слабо восстановленных глинах переходного типа он присутствует только в виде примеси единичных глобул. Глубины распространения глауконита колеблются от 260 до 3000 м на западе и от 140 до 3000 м на востоке. Единичные включения встречаются до глубины 6000 м. Таким образом, область распространения глауконитовых осадков четко ограничена пределами редуцированной зоны океана, где железо находится в подвижной форме. Основная масса глауконита приурочена к прибрежной полосе, где процессы редукции наиболее интенсивны (Страхов, 1972).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ГЛАУКОНИТА В ЗОНЕ РЕДУЦИРОВАННЫХ ОСАДКОВ

Исследования, проведенные в западной части профиля, показали, что глауконит пятнисто распределяется в осадочной толще как по площади, так и по вертикали, не обнаруживает связи со слоистостью осадка и, как правило, обогащает грубые песчано-алевритовые илы. В тонких глинистых илах содержание его ничтожно (Лисицына и др., 1974). Он встречается в виде глобул размером от 0,1 мм и меньше и до 1 мм. Цвет их меняется от светло- и фишашково-зеленого до темно-зеленого. Форма глобул овальная, часто неправильная, с бугристой поверхностью, характерны трещины синерезиса.

Изучение глобул в прозрачных шлифах показало большое разнообразие их состава и строения. Глауконит замещает минеральные зерна и обломки пород, образует оболочки вокруг зерен, замещает участки основной массы осадка с сохранением различных включений внутри стяжения, образует коллоидные "лапчатые" зерна, выполняет полости в раковинах микроорганизмов и цементирует терригенные зерна.

В восточной части профиля у берегов Мексики глаукониту свойственны те же особенности распределения и формы выделения в осадках редуцированной зоны, что и на западе.

Распределение его неравномерно как на площади, так и по вертикали. В колонках 668 и 669 глауконит присутствует в ничтожных количествах, тогда как в осадках соседнего разреза (ст. 670) его глобулы распространены по всей толще и местами достигают максимальных концентраций, до 40% осадка. В этом разрезе высокое содержание глауконита чередуется с минимальным (доли процента, единичные зерна). Изучение вещественного состава вмещающих илов дает все основания считать, что пятнистое распределение глауконита обусловлено главным образом приуроченностью максимальных его концентраций к более грубым осадкам. Эта связь наблюдается и в колонках, удаленных от линии профиля на несколько сот километров. Так, на станциях 659, 660 и 661 содержание глобул в песчаных и алевроитовых прослоях достигает 30%, а в промежуточных пачках глинистого ила присутствуют лишь немногие мелкие "угнетенные" стяжения.

Формы выделения глауконита в осадках близ Мексиканского побережья частично показаны на фототабл.¹ III. Помимо фиштакково-зеленых и темно-зеленых глобул (фиг. 1), здесь встречаются более мягкие глиноподобные комочки зеленовато-серого цвета и светло-зеленые комковатые выделения, которые, как мы покажем ниже, по-видимому, представляют собой ранние стадии формирования глауконита. Под микроскопом они почти не отличаются от вмещающего ила. В зеленых глобулах наблюдаются оболочки глауконита вокруг терригенных зерен, замещение зерен (фиг. 2, 3), замещение участков основной массы осадка с сохранением ее структуры (фиг. 4), растрескавшиеся колломорфные сгустки (фиг. 5), выполнение внутренних полостей раковинок фораминифер.

Несмотря на структурные различия, все они обладают одной общей чертой — включают различные элементы вмещающего ила, в том числе терригенные зерна, специфические именно для этого осадка (минералы базальта, роговая обманка, биотит, кристаллические сланцы и др.). Формы выделения глауконита свидетельствуют, таким образом, о его формировании в толще осадка со сложившимися морфологическими и структурными особенностями. Это обстоятельство в совокупности с пятнистым характером распределения и отчетливой фашиальной приуроченностью позволяет относить глауконит как западной, так и восточной части профиля к диагенетическим образованиям.

СООТНОШЕНИЯ ГЛАУКОНИТА С ДРУГИМИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ ЗОНЫ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ОСАДКОВ

Ранее было показано, что в восстановленных осадках западной части профиля глауконит и пирит по характеру распределения являются антиподами. Участки максимальных концентраций глауконита, лока-

¹ Фототаблицу см. в конце книги.

лизованные в прослоях и пачках грубых осадков, характеризуются пониженными содержаниями пирита. И наоборот, более тонкие глинистые илы в пределах той же зоны почти не содержат глауконита, но обогащены пиритом. В них наблюдаются также максимальные концентрации $C_{орг}$, который распределяется в осадках аналогично пириту (Лисицына, Градусов, Чижикова, 1974).

В восточной части профиля у берегов Мексики сохраняется та же схема пространственной локализации глауконита и пирита и ее зависимость от распределения органического углерода. Почти лишённые примеси глауконита, но богатые $C_{орг}$ (2,7–4,2 %) карбонатно-глинистые осадки прибрежных станций 668 и 669 максимально обогащены пиритом, содержание которого достигает здесь 1,5–2,1% и сохраняется по всей длине колонок. Обогащение глауконитом песчано-алевритовых осадков ст. 670 (до 40%) сочетается с заметным падением содержания пирита (до 0,7–1,0%). В направлении от берега с уменьшением количества $C_{орг}$ и ростом Eh содержание обоих диагенетических образований убывает. За пределами редуцированной зоны они практически отсутствуют. Такие же соотношения в распределении глауконита и $C_{орг}$ видны на картах, составленных Ван Анделом для Калифорнийского залива (Van Andel, 1964).

В восточной части профиля присутствие значительных количеств как глауконита, так и пирита в одной и той же колонке (ст. 670) дает возможность определить последовательность их формирования.

Под микроскопом видно, что пирит, присутствующий в цементирующей массе осадка, оконтуривает стяжения глауконита и заполняет промежутки между ними, т.е. по времени образования является более поздним (фототабл. III, фиг. 2, 5).

Из совместного рассмотрения данных по всему профилю вытекают два вывода.

1. Формирование глауконита в осадках редуцированной зоны предпочтительно происходит в песчано- и алевритисто-глинистых илах, относительно обедненных $C_{орг}$, но обладающих повышенной проницаемостью для иловых растворов. Процессы сульфатредукции здесь менее активны, чем в тонких илах. Вместе с тем в них можно предполагать более активное разложение силикатного материала, продукты которого поставляют необходимые компоненты для образования глауконита.

2. В богатых $C_{орг}$ тонких илах интенсивная сульфатредукция приводит к формированию сульфидов. Формирование глауконита происходит в менее восстановленной среде и, возможно, несколько опережает по времени образование пирита. Новые данные по восточной части профиля дают основание считать, что глауконит по сравнению с пиритом, как правило, является более ранним образованием; это несколько меняет ранее изложенную точку зрения (Лисицына, Градусов, Чижикова, 1974).

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАУКОНИТА

Остается неясным вопрос о том, каким образом при взаимодействии подвижного Fe^{2+} с осадком и иловой водой возникают гетерогенные смешаннослойные образования сложного состава, которые являются основой материала четвертичных глауконитов. Чтобы приблизиться к решению этого вопроса, были изучены структурные особенности и химический состав нескольких разновидностей глауконита и выделенной из них фракции меньше 0,001 мм. Полученные рентгендифрактограммы частично представлены на рис. 2.

I. Зеленовато-серые комочки. Исследованы два образца размерности 0,25–0,5 мм и больше 1 мм со ст. 670, а также выделенная из них фракция меньше 0,001 мм. Они полиминеральны и состоят из монтмориллонита (широкий рефлекс с 15Å в воздушно-сухом состоянии и 17Å с этиленгликолем) и слюда-монтмориллонитового смешаннослойного образования. Присутствует гидрослюда (рефлексы при 10Å , $5,0\text{Å}$ и $3,3\text{Å}$, не изменяющиеся при насыщении этиленгликолем и при прокаливании), а также примесь каолинит-монтмориллонитовых смешаннослойных образований; характер рефлексов $7,2\text{--}7,3\text{Å}$, а также отсутствие уменьшения при прокаливании образцов до 300° .

II. Фисташково-зеленые глобулы. Исследованы два образца размерностью 0,1–0,25 и 0,25–0,5 мм из колонки 662. Они состоят из смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования, которое дает на рентгендифрактограмме в воздушно-сухом состоянии мощный широкий рефлекс (от 12 до 15Å в разных образцах) (рис. 2, II). При насыщении глицерином наблюдается незначительная последовательность базальных рефлексов. После прокаливания d первого базального рефлекса равно 10Å . По сравнению с фракциями меньше 0,001 мм вмещающих осадков в глобулах уве-

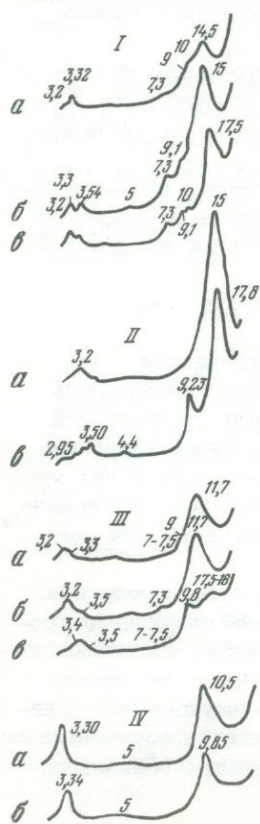


Рис. 2. Рентгендифрактограммы глауконитовых образований и выделенных из них фракций меньше 0,001 мм

а - исходный образец; *б* - фракция меньше 0,001 мм, воздушно-сухая; *в* - то же с этиленгликолем (ст. 670, 5–10 см) или с глицерином (все остальные); I - ст. 670; II - ст. 662; III - ст. 659; IV - ст. 670 (см. таблицу)

лично содержание монтмориллонитового компонента. Согласно графикам прямого преобразования Фурье, смешаннослойные образования состоят из слюдистых и монтмориллонитовых пакетов. Содержание монтмориллонитовых пакетов составляет примерно 80%, чередование их со слюдистыми пакетами неупорядоченное. На рентгенограмме порошкового препарата имеются лишь полосы двумерной дифракции, как у монтмориллонитов. Значение $d_{060} = 1,05 \text{ \AA}$ характерно для диоктаэдрических минералов с повышенным содержанием в структуре железа.

III и IV. Темно-зеленые и зеленые глобулы. Исследовано шесть образцов. В двух образцах из колонки 659 на рентгендифрактограммах глобул и выделенной из них фракции меньше 0,001 мм в воздушно-сухом состоянии обнаружены рефлексы с $d = 11,7$ и $3,3 \text{ \AA}$. С глицерином имеются рефлексы с $d = 17,5 \text{ \AA}$, $9,8$ и $3,4 \text{ \AA}$. После прокаливания наблюдаются максимумы с $d = 10 \text{ \AA}$ и $3,3 \text{ \AA}$. Эти данные характерны для смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования. Содержание слюдистых пакетов в первом образце составляет 70–80%, во втором – 80–90%, чередование пакетов в обоих образцах неупорядоченное. Значение $d_{060} = 1,51 \text{ \AA}$, как у глауконитов. На порошковой рентгенограмме имеются рефлексы, соответствующие отражениям слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1Md. В исходном образце присутствует также кварц (рефлекс $3,34 \text{ \AA}$) и полевой шпат ($3,20 \text{ \AA}$). Такие же по внешнему виду глобулы из колонки 670 (четыре образца) состоят (согласно графикам прямого преобразования Фурье) из слюда-монтмориллонитового смешаннослойного образования с содержанием слюдистых пакетов не менее 90–95%. На дифрактограммах воздушно-сухих препаратов имеется широкий дифракционный пик при $10,2$ – $10,5 \text{ \AA}$ с "хвостом" в сторону отражений меньших углов. С глицерином пик смещается в сторону отражений больших углов (рис. 2, в). Значения рефлексов составляют нецелочисленную последовательность, что свидетельствует о смешаннослойной природе минерала. После прокаливания фиксируются рефлексы с $d = 10$ и $3,3 \text{ \AA}$. На рентгенограммах порошковых препаратов имеются нечеткие рефлексы, характерные для слюд-гидрослюд полиморфной модификации 1M.

Проведенные рентгенографические исследования показывают, что глаукониты восточной части профиля заметно различаются по минеральному составу и структурным особенностям глинистой составляющей. Наименее морфологически выраженные зеленовато-серые, возможно фекальные, комочки, как и вмещающие илы, состоят на 70–30% из монтмориллонита и смешаннослойного слюда-монтмориллонитового образования. Все остальные разновидности присутствуют в осадке в виде характерных зеленых глобул. Они состоят в основном из неупорядоченных смешаннослойных диоктаэдрических слюда-монтмориллонитовых образований с разным соотношением составляющих пакетов. Наименее совершенные в структурном отношении минералы содержат примерно 80% монтмориллонитовых па-

кетов и 20% слюdistых. В более зрелых формах количество слюdistых пакетов возрастает до 70–80%, дифракционная картина порошокных препаратов такая же, как у слюд–гидрослюд полиморфной модификации 1M. Наиболее совершенные разности состоят на 90–95% из слюdistых пакетов и имеют рентгеновские признаки слюд–гидрослюд полиморфной модификации 1M.

Общими структурными признаками слюда–монтмориллонитовых образований глауконитовых глобул из восточной части профиля являются: неупорядоченное чередование пакетов, широко меняющаяся норма их переслаивания по отдельным кристаллитам, диоктаэдрический мотив заселений октаэдрических сеток и повышенное содержание железа. Все эти признаки свойственны также глауконитовым образованиям западной части профиля. Последние отличаются только более заметно выраженными признаками слюд–гидрослюд полиморфной модификации 1M и более узкой нормой переслаивания пакетов (Лисицына, Градусов, Чижикова, 1974).

Таким образом, в изученных глауконитах установлен ряд смешаннослойных образований. По мере возрастания слюdistых пакетов происходит упорядочение структуры минералов. В составе ряда отсутствуют промежуточные разности с примерно равными содержаниями слюdistых и монтмориллонитовых пакетов. Однако вряд ли можно сомневаться, что исследование, проведенные на большем материале, обнаружат в тех же осадках и такие разности, тем более что они описаны в литературе (Burst, 1958; Hower, 1961; MacCrae, Lambert, 1968; Hein, Allwardt, Griggs, 1974).

В связи с выяснением генезиса глауконитов представляет интерес сопоставление их по химическому составу с вмещающими илами и сравнение между собой отдельных разновидностей изученного ряда (см. таблицу). Сопоставление состава фракций меньше 0,001 мм вмещающих илов с составом наиболее зрелого глауконита (IV) показывает, что в глауконите более всего повышено содержание Fe_2O_3 (в 4,5 раза), K_2O (в 2,4 раза). Можно предположить также заметное увеличение количества SiO_2 , MgO и воды, поскольку их процентные содержания не понизились, несмотря на заметную добавку калия и железа. Реальные количества других элементов уменьшились или не менялись. Последнее можно утверждать для Al_2O_3 и TiO_2 , поскольку отношение TiO_2/Al_2O_3 в глауконите и вмещающей глине колеблется в узких пределах и примерно равно 0,04. Рассматривая Al_2O_3 как постоянный компонент, простыми расчетами получаем, что в глауконите привнесено Fe_2O_3 около 90%, K_2O – более 80%. Необходимо отметить, однако, что полученные значения имеют ориентировочный характер и указывают лишь на направленность и масштабы процесса глауконитизации. Представляет интерес динамика этого процесса, в особенности для K_2O и Fe_2O_3 , поскольку их количества определяют структуру глауконитов. Сопоставим привносимые количества окислов при формировании зачаточных стяжений, а также отдельных разностей рассмотренного

Химический состав тонкой фракции вмещающего ила и разновидностей глауконитового ряда (I – IV) в пересчете на бескарбонатное вещество

Окислы	Глинистый ил, фракция <0,001 мм	Разновидности глауконитового ряда				
		I	II	III	IV	
SiO ₂	45,68	53,30	51,42	46,85	49,11	49,31
TiO ₂	0,51	0,43	0,42	0,18	0,19	0,19
Al ₂ O ₃	14,08	14,43	2,37	6,67	5,22	4,30
Fe ₂ O ₃	4,94	5,22	23,33	23,36	22,02	22,42
FeO	2,03	0,76	0,50	0,33	1,28	1,17
CaO	3,07	2,04	1,84	0,58	1,54	0,86
MgO	3,78	1,85	4,58	3,32	3,60	3,78
MnO	0,84	0,01	0,31	0,01	0,01	0,01
Na ₂ O	2,49	1,46	0,31	2,27	0,11	0,11
K ₂ O	2,70	3,43	2,44	4,27	5,88	6,93
H ₂ O ⁺	7,86	9,08	4,74	5,95	6,42	6,19
H ₂ O ⁻	5,87	3,38	7,08	5,46	4,41	3,71
CO ₂	1,39		Нет	0,26	0,14	0,21
C _{орг}	4,28	4,14	0,10	0,07	0,05	0,38
P ₂ O ₅	0,23	0,21	0,07	0,17	0,11	0,10
Сумма	99,79	99,74	99,54	99,75	100,09	99,67

Примечание. Глинистый ил – станции 668–671, среднее из пяти анализов; I – ст. 670, зеленовато-серые комочки; II – ст. 662, фисташково-зеленые глобулы глауконита; III – ст. 659, фисташково-зеленые и зеленые глобулы глауконита; IV – ст. 670, зеленые глобулы глауконита (две пробы).

выше ряда¹. Расчеты для начальной стадии стяжений (зеленовато-серые комочки) показывают, что привнос K_2O составляет около 23%; Fe_2O_3 — всего лишь 7%. Это заметно и по слабому изменению окраски стяжений. В типичных глауконитах (зеленые глобулы) количество железа увеличено до 22–23% (см. таблицу). Исключительно ровное содержание Fe_2O_3 во всех разностях свидетельствует, по-видимому, о быстром стягивании железа, что и определило формирование глауконитовых глобул. Расчеты показывают, что во всех разностях добавка Fe_2O_3 составляет примерно 9% от валового количества в глауконите. Существенно отлично от железа поведение калия. Из таблицы виден закономерный рост процентных содержаний K_2O от менее "зрелых" к более "зрелым" формам. Рассчитанная нами добавка калия при содержании 70–80% слюдистых пакетов составляет 70%; в более "зрелых" (90–95% слюдистых пакетов) — порядка 83%. Таким образом, увеличение роли слюдистых пакетов в структуре глауконитов рассмотренного ряда сопровождается постепенным увеличением содержания K_2O при практически постоянном количестве Fe_2O_3 .

Анализ изложенных здесь данных позволяет предполагать следующий путь формирования глауконита в процессе диагенеза при восстановлении прибрежных и гемипелагических илов. Железо, которое в этом процессе приобретает подвижность, образует коллоидные стяжения в различных участках восстановленного слоя осадков. На начальной стадии (зеленовато-серые комочки), как мы видели, небольшой привнос железа и калия не ведет к коренным изменениям структуры вмещающего ила, захваченного при формировании сгустка. Дальнейшее стягивание ряда элементов, и в первую очередь железа, сопровождается возникновением четко ограниченных глобул, которые приобретают зеленую окраску и показывают рентгеновскую картину глауконита, т.е. высокожелезистого слюда-монтмориллонитового смешаннослойного образования. На этой стадии в нем преобладают монтмориллонитовые пакеты над слюдистыми. По-видимому, взаимодействие активного иона железа с глинистыми минералами осадка (монтмориллонитом и смешаннослойными слюда-монтмориллонитовыми образованиями) дает начало перестройке их структуры и возникновению начальных форм глауконита. Как предполагают Бёрст (Burst, 1958), Хауэр (Hower, 1961) и другие исследователи, железо входит в деградированную структуру слоистых минералов типа 2:1 и замещает алюминий в октаэдрических позициях. Сопутствующее увеличение заряда в октаэдрическом слое компенсируется за счет постепенного поступления иона калия из иловых вод и его фиксации в межслоевых промежутках уже частично преобразованного минерала. Происходит упорядочение структуры

¹ Образец II исключен из расчетов ввиду необычной величины TiO_2/Al_2O_3 , что обусловлено, по-видимому, присутствием постоянных примесей.

минерала через серию или ряд смешаннослойных образований, что находит свое отражение в существовании установленного нами ряда, в котором степень упорядоченности структуры возрастает по мере увеличения количества слюдистых пакетов и содержания K_2O .

Изложенные данные позволяют наметить три главных условия, сочетание которых приводит в процессе диагенеза к формированию глауконита.

1. Существование редуцированной зоны, в отложениях которой железо находится в подвижной форме.

2. Присутствие монтмориллонита и слюда-монтмориллонитовых смешаннослойных образований в глинистой составляющей осадка.

3. Наличие прослоев и пачек песчано-алевритового материала с повышенной водопроницаемостью, которая обеспечивает активное взаимодействие ила с K -содержащими иловыми водами.

ABSTRACT

Glauconites in sediments of a lithological profile across the Pacific Ocean from Japan to Mexican coast have been mainly studied petrographically, by x-ray and chemical methods. The varieties studied represent highly ferruginous mixed-layer mica-montmorillonite and mica packets. In accordance with this indication they form the series in which the content of mica packets increases from 20%, in less mature forms, to 90-95% in members with more regular structures. The increase of the number of mica packets is accompanied by the growth of K_2O content from 2,5-3,5 to 7%, the content of iron (22-23% Fe_2O_3) remaining actually constant.

The formation of glauconite occurs during the diagenesis of sediments in the reduced zone containing montmorillonite and mica-montmorillonite mixed-layer minerals in intercalations and members of the sandy-siltst material with a higher water permeability.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П.Л. 1959. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане. - Intern. Oceanogr. Congr. Preprints, Publ. Amer. Assoc. Advan. Sci. Washington.
- Градусов Б.П. 1971. Зависимость между значениями базальных рефлексов и содержанием слюдистых пакетов в смешаннослойных образованиях слюда-сметитового типа. - Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Дядченко М.Г., Хатунцева А.Я. 1955. К вопросу о генезисе глауконита. - Докл. АН СССР, т. 101, № 1.
- Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Чижикова Н.П. 1974. Глауконит как диагенетическое образование редуцированной зоны океанических осадков. - Литология и полезные ископаемые, № 6.
- Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А. 1971. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадкообра-

- зования на шельфе Западной Африки. — Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 144.
- Петелин В.П. 1954. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. — Труды Ин-та океанологии АН СССР, т. VIII.
- Страхов Н.М. 1972. Баланс редукционных процессов в осадках Тихого океана. — Литология и полезные ископаемые, № 4.
- Bell D.L., Goodell H.G. 1967. A comparative study of glauconite and the associated clay fraction in modern marine sediments. — *Sedimentology*, v. 9, N 3.
- Burst I.F. 1958. Mineral heterogeneity of "Glauconite" - pellets. — *Amer. Mineralogist*, v. 43, N 56.
- Gallicher E.W. 1955. Biotite-glauconite transformation and associated minerals. — *Recent Marine Sediments, a Sympos. London*, p. 513-515.
- Hein J.R., Allwardt A.O., Griggs G.B. 1974. Glauconite in Monterey Bay. — *J. Sediment. Petrol.*, v. 44, N 2.
- Hower J. 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. — *Amer. Mineralogist*, v. 46, N 3-4.
- Keller W.D. 1958. Glauconitic mica in the Morrison formation in Colorado. — *Clays and Clay Minerals. 5th nat. Conf.*, 1956, p. 120-128.
- McCrae S.G., Lambert I.L.M. 1968. A study of some glauconites from Cretaceous and Tertiary formations in Southeast England. — *Clay Minerals*, v. 7, p. 431.
- Pratt W.L. 1963. Glauconite from the sea floor off Southern California. — *Essays in Marine Geology in Honour of K. O. Emery. Los Angeles*.
- Takahashi Y. 1955. Synopsis on glauconitization. — *Recent Marine Sediments, a Symposium. London*, p. 503-513.
- Van Andel T.H. 1964. Recent marine sediments of Gulf of California. — In "Marine geology of the Gulf of California". A Symposium, Memoir N 3.

Н. В. ЛОГВИНЕНКО

К ПРОБЛЕМЕ ГЛАУКОНИТООБРАЗОВАНИЯ В ОКЕАНАХ

Осадки, содержащие глауконит, известны в Тихом, Индийском, Атлантическом океанах и во многих морях. Принято считать, что глауконит образуется в процессе диагенеза, главным образом в мелководных осадках шельфа, содержащих органическое вещество, при нормальной солёности и температуре воды около $10 - 15^{\circ}$. Однако широкое распространение глауконита на разных глубинах и широтах не может быть объяснено на основе этих представлений.

Рассмотрим проблему современного глауконитообразования на примере Тихого океана и прокомментируем данные по другим океанам. Как показали наши исследования (Логвиненко, Волков, Розанов, 1965), в современных осадках Тихого океана преобладает обломочный глауконит (пески, алевриты), а аутигенный глауконит встречается сравнительно редко.

ОБЛОМОЧНЫЙ ГЛАУКОНИТ

Обломочный глауконит обнаружен у берегов штатов Орегон и Вашингтон (White, 1970), у берегов Мексики и в Калифорнийском заливе, в Панамском заливе (Pratt, 1962; Mac Ivaïne a.oth., 1973), вдоль всего побережья Перу и Чили, Австралии и Японии. Вероятно, обломочное происхождение имеет глауконит у берегов Калифорнии и Калифорнийского полуострова и на поднятии Чатам вблизи Новой Зеландии, где глауконитсодержащие осадки содержат фосфоритовые конкреции с миоценовой фауной (рис. 1). В большинстве случаев это – пески шельфа и континентального склона с двухвершинными кривыми гранулометрического состава, содержащие от 1/6 до 2/3 глауконита и залегающие на поверхности дна или в толще илов (1–7 м от поверхности дна) на глубинах от первых десятков до 2500 м. Имеются два типа глауконитовых осадков: I – глауконито-терригенные и терригенно-глауконитовые пески, вероятно, осадки областей развития донных течений; II – отложения мутьевых потоков, содержащие кроме песка и ила гравий, щебень и мелкую гальку и имеющие градиационную слоистость.

Зерна обломочного глауконита обычно округлой формы, реже почковидные и гроздевидные, часто с блестящей поверхностью, с массой трещин синерезиса, заполненных беловато-серым глинистым веществом. Цвет зерен от темно-зеленого, почти черного, до зеленого и светло-зеленого, плотность и показатели преломления высокие. Иногда встречаются зерна песка серовато-зеленоватые слабо окатанные и обломки неправильной формы размером до 20–30 мм, плотность и показатели преломления у них низкие (табл. 1, 2).

По химическому составу это железистые глаукониты с умеренным содержанием алюминия и магния (табл. 3). Зеленые и темно-зеленые зерна состоят из гидрослюда IM и смешаннослойной фазы гидрослюда-монтмориллонит (в небольшом количестве), содер-

Рис. 1. Ареалы глауконита

1 – обломочный глауконит; 2 – аутигенный глауконит; 3 – образцы, для которых сделаны определения абсолютного возраста

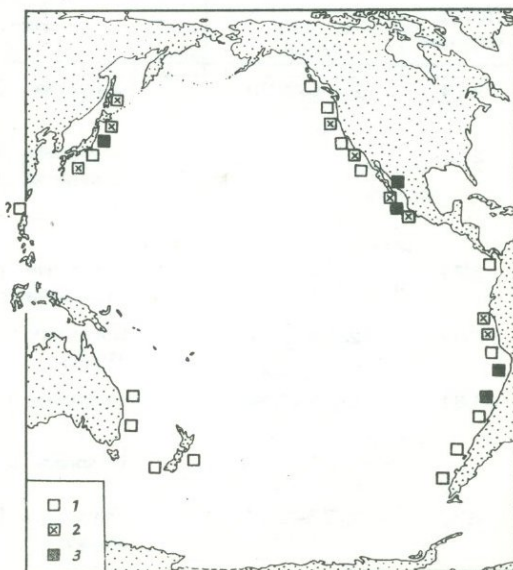


Таблица 1
Местонахождение и характеристика осадков

Номер станции	Глубина, м	Горизонт, см	Координаты	Осадки
243	1200	0-18	24°27' ю.ш., 70°47' э.д.	Песок
252	650	0-10	21°09' ю.ш., 70°26' э.д.	"
274	500	0-10	12°30' ю.ш., 77°32' э.д.	"
662	2400	5-30	25°41' с.ш., 104°35' э.д.	Ил с песком, гравием и щебнем
6161	2220	270-280	40°20' с.ш., 143°29' э.д.	Песок с гравием, щебнем
670	1450	200-214	22°36' с.ш., 107°24' э.д.	Песок

*C_{орг} и Eh в илах, содержащих прослой глауконитового песка.

Таблица 2
Свойства обломочного глауконита

Номер станции	Плотность, г/см ³	Форма зерен, спутники
243	2,84-2,90	Округлые, обломочные минералы
252	-	Округлые, гроздевидные. Обломочные минералы, пирит, фосфаты
274	-	Округлые, плоские, почковидные. Обломочные минералы, фосфаты
662	2,34-2,40	Песчинки и обломки до 20-30 мм. Пирит
6161	2,74-2,80	Округлые песчинки
	2,30-2,34	Обломки до 30 мм. Пирит
670	2,75-2,79	Округлые. Обломочные минералы. Пирит

*Ядро. ** Внешняя часть.

C _{орг} , %	Eh, мВ	Фракции, мм; содержание фракций, %					
		>1	1-0,5	0,5-0,25	0,25-0,05	0,05-0,005	<0,005
0,25	+405	22,00	4,55	33,00	36,00	4,45	-
2,60	+170	-	Следы	54,00	14,76	20,61	10,60
2,25	+140	-	60,05	15,21	18,10	6,42	-
2,00	+110	-	-	-	-	-	-
0,40	+320	28,00	3,20	54,20	14,00	0,21	0,30
5-7*	-350*	-	8,50	55,00	32,05	2,11	2,35

Ng	Np	Ng-Np	a:Ng	Удлинение	Цвет и плеохроизм
1,660*- 1,630**	1,630*- 1,605**	-	-	-	Темно-зеленый до черного
1,660 70,002	1,638 ± 0,002	0,022 ± 0,002	0-2°	+	Темно-зеленый Ng - темно-зеленый Np - зеленый
1,650*- 1,615**	1,625*- 1,595**	-	-	-	Зеленый, бурый
1,556	1,580	-	-	-	Серовато-зеленоватый
1,635- 1,639	1,610- 1,613	0,022- 0,023	0-3°	+	Зеленый Ng - темно-зеленый, Np - светло-зеленый
1,556	1,575	-	-	-	Np - светло-зеленый
1,635	1,610	-	-	-	Зеленый

Таблица 3

Химический состав обломочного глауконита (в %)

Окислы	Номер станций		
	243	252	274
SiO ₂	46,76	46,65	44,78
TiO ₂	0,83	0,42	0,22
Al ₂ O ₃	4,36	4,83	4,57
Fe ₂ O ₃	27,39	26,95	20,20
FeO	1,41	1,48	2,41
CaO	0,62	1,38	3,38
MgO	3,70	3,06	4,60
K ₂ O	5,52	5,64	6,40
Na ₂ O	0,30	0,36	0,33
P ₂ O ₅	0,33	0,49	2,14
H ₂ O ⁻	3,84	3,00	2,36
П.п.п.	6,06	6,55	8,20
Сумма	99,61	99,81	99,59

Примечание. Анализы выполнены А.Б. Сухаренко.

Рис. 2. Дифрактограммы глауконита

657 - ст. 657, горизонт 25-45 см; 662 - ст. 662, горизонт 5-30 см, серовато-зеленоватые обломки размером 20-30 мм; МБ - Залив Монтерей (по Хейну и др.):

1 - сосцевидный глауконит, образец, термически обработанный, 2 - плоские пеллеты, образец, термически обработанный, 3 - то же, образец, обработанный гликолем; 6161a - ст. 6161, горизонт 270-280 см, серовато-зеленоватые обломки размером 10-20 мм; 6161б - ст. 6161, темно-зеленые зерна песчаной размерности из того же горизонта; 274 - ст. 274, горизонт 0-10 см, зеленые зерна песчаной размерности; 670 - ст. 670, горизонт 200-214 см, темно-зеленые и зеленые зерна песчаной размерности. Э.Г. - образцы с этилен-гликолем; цифры под кривыми - межплоскостные расстояния в Å

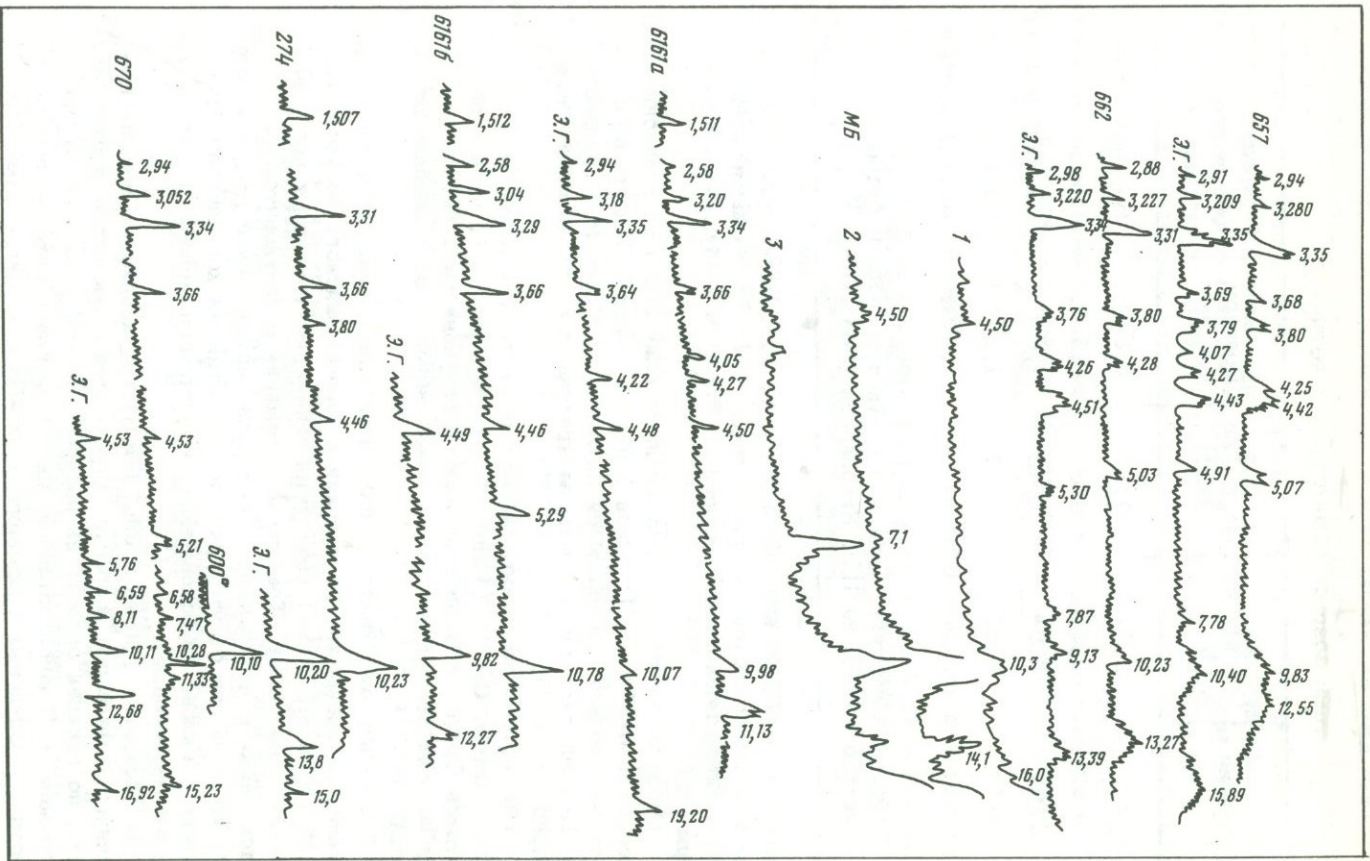


Таблица 4

Абсолютный возраст обломочного глауконита

Станция	Содержание К, %	$A_T, \text{см}^3/\text{г}$ 10-6	Возраст, млн. лет	Геохронологические подразделения
243	3,51	1,64	12,8 \pm 0,2	Верхний миоцен
662	2,33	1,82	20,5 \pm 0,4	Нижний миоцен
6161	4,64	0,45	2,8 \pm 0,1	Верхний плиоцен
670	5,38	0,37	1,8 \pm 0,1	Верхний плиоцен
Антофагаста (глубина 650 м) -			19,0 \pm 0,4	Нижний миоцен

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории А.Я. Крылова (Радиевый институт). Данные о глауконите вблизи Антофагасты - устное сообщение И.В. Николаевой (Новосибирск).

жашей до 10-20% разбухающих слоев. Серовато-зеленоватые зерна и обломки состоят из гидрослюда IMd и смешаннослойной фазы гидрослюда-монтмориллонит с 30-50% разбухающих слоев (рис. 2).

Определение абсолютного возраста глауконита из глауконитовых песков и илов I и II типов в разных районах Тихого океана показало, что все они являются древними, с абсолютным возрастом 2-20 млн. лет, т.е. вымыты из третичных глауконитсодержащих пород (табл. 4).

Рассмотрим возможные источники питания осадков обломочным глауконитом. С.Уайт (White, 1970) описывает в береговой зоне штатов Орегон и Вашингтон пласты глауконитовых песчаников почти во всех стратиграфических подразделениях от палеоцена до миоцена.

Третичные отложения с пластами глауконитовых пород встречаются на побережье Калифорнии и Калифорнийского полуострова. Д.Мур (Moore, 1954) обнаружил обнажения третичных пород на шельфе Калифорнии. Третичные отложения с глауконитом встречаются также с центральной и северной частях южной Америки, южнее на суше они отсутствуют, но известны на континентальном склоне и склоне глубоководного Атакамского желоба (главным образом миоценовые).

В Австралии (Brown a. oth., 1968) глауконитовые породы третичного и мелового возраста встречаются в восточной части материка, но главная область их распространения находится на юге и юго-западе. В юго-восточной Австралии глауконитовые породы известны в эоценовых (формация Бланч-Пойнт), миоценовых (форма-

ция Тамбо-Ривер) и плиоценовых отложениях (формация Джемс-Пойнт). Глаукоцитсодержащие породы широко развиты в третичных отложениях Новой Зеландии.

В Японии, по данным Масао и других (1968), глаукоцитовые песчаники известны в эоцене (ярус Окиносима), эоцен-олигоцене (формация Поронай), в миоцене (формация Оннагава) многих районов Японии. Глаукоцит, вероятно, имеется также в голубоватых алевролитах и песчаниках верхнего плиоцена (формации Вакимото и Сибикава).

Таким образом, почти по всей периферии Тихого океана на суше, островах и на дне океана имеются третичные глаукоцитсодержащие породы и, следовательно, наличие обломочного глаукоцита в современных осадках океана естественно и закономерно.

АУТИГЕННЫЙ ГЛАУКОЦИТ

Аутигенный глаукоцит обнаружен на континентальном склоне и шельфе Северной и Южной Америки (Орегон, Вашингтон, Калифорния, Мексика, Перу) в алеврито-пелитовых терригенных и диатомово-терригенных илах, тонкозернистых песках и темных илах (залив Монтерей) и в разнороднозернистых песках с ракушкой (вблизи Южно-Курильских островов).

Выделяются два типа аутигенного глаукоцита. I тип - глаукоцит в алевро-пелитовых илах континентального склона на глубинах 1700-3500 м в виде примазок на плоскостях напластования, тонких прослоек и линзочек и пятен в диатомово-терригенных и диатомово-фораминиферовых пелитовых илах, содержание глаукоцита незначительное.

Глаукоцит влажный имеет темно-зеленый цвет, сухой - серовато-зеленоватый, мягкий, легко растирается пальцами. Под микроскопом видно, что он состоит из мелких оидов (50-500 мкм), показатели преломления 1,550-1,580, двупреломление среднее, наблюдается характерная агрегатная поляризационная окраска. По рентгеновским данным это гидрослюда политипа $1M\delta$ и смешанно-слоистая фаза гидрослюда-монтмориллонит с 50-60% разбухающих слоев (см. рис. 2).

Ил, вмещающий глаукоцит, содержит панцири диатомей, раковины радиолярий, фораминифер (единичные), спикулы губок, обломочные частицы алевритовой размерности (кварц, полевой шпат, вулканическое стекло и др.) и агрегаты глинистых минералов. В панцирях диатомей и раковинах фораминифер имеются многочисленные глобулы (фрамбонды) пирита, иногда гидротроилита.

II тип - глаукоцит в песках и темных илах шельфа на глубинах от первых десятков до 300-500 м, представленный зернами разной формы (овальными, сосочковидными, гроздевидными и др.), часто колломорфными, заполняющими раковины фораминифер, пустоты вулканического стекла или замещающие полевые шпаты, биотит и

Таблица 5

Местонахождение и характеристика осадков

Номер станции	Глубина, м	Горизонт, см	Координаты	Осадки
290	1760	0-10	8°28' ю.ш., 80°37' з.д.	Ил алевроитопелитовый глауконитовый
657	3150	25-45	19°41' с.ш., 108°01' з.д.	Ил глинистоалевроитовый, диатомово-терригенный
671	2650	40-433	22°02' с.ш., 108°19' з.д.	Ил глинистоалевроитовый, терригенный
Южно-Курильские острова, глубина 160 м				Песок разнозернистый с ракушкой

пр. Окраска глауконита зеленая, плотность и оптические константы более высокие, чем в первом типе. В осадках он сопровождается обломочными и пирокластическими минералами, органическими остатками. Дифрактограммы глауконита из залива Монтерей показывают наличие гидрослюды и смешаннослойной фазы (рефлекс 10,3 Å), а также хлорита (Hein a. oth., 1974). Последнее, вероятно, связано с тем, что в современных осадках залива преобладает хлорит. Глауконит Южно-Курильских островов имеет структуру, близкую к нонтониту (Петелин, 1954) (табл. 5, 6, 7, рис. 2).

К сожалению, мы не располагаем в настоящее время определениями абсолютного возраста аутигенного глауконита, что подтерждало бы его аутигенность.

Осадки, содержащие аутигенный глауконит, занимают промежуточное положение между восстановленными илами приконтинентальной зоны с обилием $C_{орг}$, H_2S и сульфидами железа и окисленными илами ложа океана — красной глубоководной глиной и аналогичными ей образованиями, т.е. являются осадками переходного типа. Аутигенный глауконит встречается в гумидной умеренно влажной зоне северного полушария и в переходной от гумидной к аридной зоне северного и южного полушария.

C _{орг} , %	Eh, мВ	Фракции в мм; содержание фракций, %					
		> 1	1-0,5	0,5- -0,25	0,25- -0,05	0,05- -0,005	<0,005
3,9	+58	-	-	-	19,90	30,74	49,29
1-2	+50	-	-	13,92	19,58	55,78	10,66
Много	40-150	-	-	-	-	-	-
0,71	+	11,31	9,81	11,41	49,53	17,94	-

В Атлантическом океане осадки, содержащие глауконит, широко распространены на шельфе Северной Америки, у берегов Западной Европы, Западной и Юго-Западной Африки. В большинстве случаев глауконит считают аутигенным образованием. И.В. Николаева и другие (1971) установили, что у берегов Западной Африки глауконит встречается в осадках шельфов аридных зон на глубинах от 3,5 до 380 м и является аутигенным образованием. Бьеркли и другие (Bjerkly a. oth., 1973) описали глауконит, развитый по раковинам фораминифер на глубинах около 300 м в осадках шельфа Норвегии, и считают его аутигенным образованием. Однако Ю.Миллиман и другие (Milliman a. oth., 1972), изучившие глауконитовые осадки на шельфе Северной Америки, установили, что глауконит вымыт из миоценовых отложений.

В Индийском океане осадки, содержащие глауконит, обнаружены на шельфе Восточной и Юго-Восточной Африки, в некоторых районах вблизи Индии и Индонезии, у Западной Австралии и вблизи островов Кергелен и Херд.

Большинство исследователей относит глауконит к аутигенным образованиям. А.Я. Крылов и другие (1961) определили абсолютный возраст глауконита из разнороднозернистых песков

Таблица 6

Свойства аутигенного глауконита

Номер станции, район	Плотность	Показатели преломления	Характер глауконита и минералы-спутники
290	-	1,635-1,608 (ядро) 1,600-1,570 (внешняя часть)	Светло-зеленые, плоские лепешковидные зерна с трещинами. Пирит
657	2,30-2,34	1,558-1,575	Примазки, прослойки, пятна серовато-зеленоватые. Пирит
671	-	1,556-1,580	Примазки, прослойки, пятна. Пирит, гидротроилит
Залив Монтерей	-	1,60 - 1,62	Плоские пеллеты, зерна со спайностью, сосочковидные и др. Обломочные минералы, пирит
Южно-Курильские острова	2,71-2,72	1,603-1,605	Колломорфные зерна, микроконкреции, заполнение раковин. Обломочные минералы

вблизи островов Кергелен (глубина 59 м) и Херд (глубина 264 м). В этом случае он действительно оказался современным (не содержит радиогенного аргона).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАУКОНИТА В ОСАДКАХ ПО ДАННЫМ ГЛУБОКОВОДНОГО БУРЕНИЯ

Т.Дэвис и П.Сапко (Davies, Supko, 1973), рассматривая результаты глубоководного бурения в океанах с 1968 по 1972 г. (1-22-й рейсы "Гломар Челленджер") пришли к выводу, что в отложениях дна океана, от юрских до плейстоценовых, глауконит отсутствует. Действительно ли это так? Просмотр первичных материалов бурения показал, что глауконитовые осадки редки, но глауконит как минерал, встречающийся в незначительном количестве, присутствует чаще.

В северо-западной части Тихого океана между Гавайскими островами и возвышенностью Шатского глауконит обнаружен в количестве

1-2% (фракция 0,1-0,01 мм) в осадках от олигоцена до плейстоцена в скважинах 44, 47, 48, 50, 52 (Fischer a. oth., 1971). В восточной и центральной частях Тихого океана глауконит не обнаружен (McManus a. oth., 1970; Tracey a. oth., 1971).

В Атлантическом океане (Bader a. oth., 1970) глауконит отмечен в скважине 27 (глубина 5251 м, 15°51' с.ш., 56°58' з.д., миоцен) и скважине 30 (глубина 1218 м, 12°52' с.ш., 63°23' з.д., нижний миоцен). Глауконитовые песчаники миоцена встречены также в скважине на Ньюфаундлендской банке.

В Индийском океане глауконитовые породы мелового возраста встречены вблизи берегов Северо-Западной Австралии.

Таким образом, результаты глубоководного бурения на дне океана свидетельствуют об отсутствии массового образования глауконита в глубоководной области океанов как в настоящее время, так и в третичный, меловой и юрский периоды.

Таблица 7

Химический состав аутигенного глауконита

Окислы	Залив Монтерей, плотный тип (Gallihier, 1935)	Залив Монтерей, губчатый тип (Gallihier, 1935)	Южно-Курильские острова (Петелин, 1954)
SiO ₂	55,95	51,90	46,51
Al ₂ O ₃	11,56	1,52	0,50
Fe ₂ O ₃	9,99	27,98	18,50
FeO	2,02	1,26	11,17
CaO	3,95	0,86	8,42
MgO	6,77	4,67	3,90
K ₂ O	4,12	4,90	1,87
Na ₂ O	0,61	0,53	0,80
P ₂ O ₅	0,18	0,11	-
H ₂ O ⁻	1,60	2,10	3,50
H ₂ O ⁺	3,22	4,05	9,31
Сумма	99,97	99,91	104,46*

* По данным микрохимического анализа

МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОГО ГЛАУКОНИТООБРАЗОВАНИЯ В ОКЕАНЕ

В океане имеются два источника глауконита: первый — это древние глауконитовые породы суши, островов и дна океана, второй — современные осадки, где в настоящее время происходит образование аутигенного глауконита. Размыв и перемыв древних глауконитовых пород и современных илов, содержащих аутигенный глауконит, волнами, течениями и мутьевыми потоками приводит к образованию обломочного глауконита. Последний может состоять из зерен древнего глауконита, древнего и современного — в разных пропорциях — или же только из современного глауконита, благодаря перемыву илов, содержащих аутигенный глауконит.

Обломочные глауконитовые пески и алевриты, состоящие из зерен древнего глауконита, преобладают в современных осадках шельфа и континентального склона, что связано с широким распространением древних глауконитовых пород на берегах и дне океана.

Осадки обломочного происхождения, состоящие из смеси древнего и современного глауконита или же из одного современного глауконита, вероятно, также существуют. Ареалы обломочного глауконита не коррелируются с климатическими зонами и глубинами, но определенно тяготеют к суше и островам.

Аутигенный глауконит занимает сравнительно скромное место в современных осадках океана. Он образуется в небольших количествах, главным образом в глинистых и глинисто-алевоитовых илах с повышенным содержанием C_{org} на континентальном склоне и шельфе, т.е. в осадках переходного типа от восстановленных илов приконтинентальной зоны к окисленным — ложа океана. Ареалы аутигенного глауконита коррелируются с климатическими зонами, хотя пока еще имеется слишком мало материала. Аутигенный глауконит обнаружен в гумидной зоне умеренно влажного климата и в переходных зонах от гумидных к аридным в северном и южном полушариях.

Вероятно, эта модель образования глауконита в современных осадках справедлива не только для Тихого океана, но и для других океанов и морей.

ABSTRACT

This paper deals with origin of glauconite in the ocean sediments. There are two sources of glauconite in recent ocean sediments: ancient glauconite-bearing rocks on the coasts and ocean floor and recent sediments with authigenic glauconite. The allothigenic glauconite is formed as a result of erosion by waves, currents and turbidity currents. The allothigenic glauconite consists of grains of ancient glauconite, ancient and recent glauconite or recent glauconite only.

The recent sediments of the Pacific Ocean contain mainly allothigenic glauconite which is formed from ancient glauconite-bearing rocks and is

presented by sands, aleurites and sediments with graded bedding on the shelf and continental slope from 10–20 to 2500 m. There are probably sediments containing grains of allothigenic glauconite which are formed from ancient glauconite-bearing rocks as well as sediments of recent authigenic glauconite only. Allothigenic glauconite is not correlated with climate and bathymetry.

Authigenic glauconite is seldom found on the continental slope from 1700 to 3500 m in the terrigenous, diatomaceous-terrigenous silty-clay sediments and silty sands and sands on the shelf from 10–20 to 500 m. The sediments with authigenic glauconite are forming a transition zone between sediments with C_{org} , H_2S and sulphides near coasts and oxidized sediments of the ocean floor (red clay and others). Authigenic glauconite correlates with climatic zones, it is formed in humid zones of middle latitudes and transition zones between humid and arid Northern and Southern Hemisphere.

This model of the origin of glauconite may be correct probably for the oceans and seas.

ЛИТЕРАТУРА

- Крылов А.Я., Лисицын А.П., Силин Ю.И. 1961. Значение аргон-калиевого отношения в океанических илах. – Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Логвиненко Н.В., Волков И.И., Розанов А.Г. 1975. К вопросу о генезисе глауконита в осадках Тихого океана. – Литология и полезные ископаемые, № 2.
- Масао Минато, Масао Гораи, Мицуру Фукафуси. 1968. Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир".
- Николаева И.В., Сенин Ю.М., Голубова Г.А. 1971. Фациальная изменчивость аутигенных силикатов в связи с особенностями осадконакопления на шельфе Западной Африки. – В кн. "Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских отложениях. М., "Наука".
- Петелин В.П. 1954. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках. – Труды Ин-та океанол. АН СССР, т. VIII.
- Bader R.G., Geggard R.D. a. oth. 1970. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 4. Washington.
- Bjerkly K., Ostrno S., Sverre J. 1973. Formation of glauconite in foraminifera shells on the continental shelf off Norway. – Marine Geol., v. 14, N 3.
- Brown D.A., Campbell K.S.W., Crook K.A.W. 1968. The geological evolution of Australia and New Zealand. London, Pergamon Press.
- Davies T.A., Supko P.R. 1973. Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep sea drilling. – J. Sediment. Petrol., v. 43, N 2.
- Fischer A.G., Heezen B.C. a. oth. 1971. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. 6. Washington.
- Gallagher E.W. 1935. Glauconite genesis. – Bull. Geol. Soc. America, v. 46, N 9.
- Hein J.R., Allwardt A.O., Griggs G.B. 1974. The occurrence of glauconite in Monterey Bay, California, diversity, origins and sedimentary environmental significance. – J. Sediment. Petrol., v. 44, N 2.
- McManus D.A., Burns R.E. a. oth. 1970. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. V. Washington.
- Mac Jlvaine J.C., Ross D.A. 1973. Surface sediments of the Gulf of Panama. – J. Sediment. Petrol., v. 43, N 1.

- Milliman J.D., Pilkey O.H., Ross D.A. 1972. Sediments of the continental margin of the eastern United States. — Bull. Geol. Soc. America, v. 83, N 5.
- Moore D.G. 1954. Submarine geology of San-Pedro shelf. — J.Sediment. Petrol., v. 24, p. 162–161.
- Pratt W.L. Origin and distribution of glauconites and related clay aggregates on the sea floor off Southern California. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1962, v. 46.
- Tracey J.L., Sutton G.H. a. oth. 1971. Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project, v. VIII. Washington.
- White S.M. 1970. Mineralogy and geochemistry of continental shelf of the Washington-Oregon Coast. — J.Sediment. Petrol., v. 40, N 1.

А. П. ЛИСИЦЫН

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ОСАДКИ ТИХОГО ОКЕАНА И ИХ ГЕНЕЗИС

Металлоносные осадки, обогащенные Fe, Mn, известны давно, однако особенное внимание они привлекли после того, как в пробах э/с "Обь" к востоку от о-ва Пасхи были обнаружены Н.С. Скорняковой (1964) необычно высокие содержания Fe и Mn. Вскоре после этого сходные осадки были найдены в других местах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), а также на дне Красного моря, а затем в нескольких районах океанов в кернах глубоководного бурения. Их описанию посвящено уже более 100 работ, в том числе серия интересных исследований Бострома с сотрудниками (Bostrom, 1970, 1973; Bostrom and oth., 1966, 1969, 1973; Piper, 1970; Sayles, Bischoff, 1973, и др.). Сходные отложения и ассоциации металлоносных осадков с базальтами были обнаружены и на суше (о-в Кипр в Средиземном море, рифт Афар в Африке; вероятно, также некоторые месторождения Fe-Mn руд, связанные с офиолитами). Металлоносные осадки Красного моря представляют экономический интерес так же, как и ряд других месторождений такого типа на суше. Многие важные вопросы, касающиеся распространения, генезиса и типизации этих образований до настоящего времени остаются неясными.

Металлоносными мы называем рыхлые слоистые осадки с содержанием Fe (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал) более 10%, т.е. примерно в два и более раза выше, чем в пелагических глинах, с повышенным содержанием Mn и ряда малых элементов и пониженным — элементов-гидролизатов (см. таблицу). Они образуют слои большой протяженности, а также небольшие линзы. Мощность их — от нескольких сантиметров до десятков метров, полная мощность в колонках — до 10–20 м, в кернах бурения — до 30–40 м и более. Нередко образуют пояса протяженностью в многие тысячи километров. Площадь распространения их

колеблется от нескольких квадратных километров (например, в Красном море) до 2,5 млн. км² в изученной нами части Тихого океана. Общая площадь отложений этого типа в поверхностном слое осадков Тихого океана определяется многими миллионами квадратных километров. Характерной чертой является постоянная связь металлоносных осадков с областями подводных излияний базальтов, горячих контактов вода – базальт. Металлоносные осадки выявлены в океанах как в современных осадках, так и в древних – вплоть до нижнего мела – верхней юры, на суше, по-видимому, вплоть до протерозоя.

Специальные исследования металлоносных осадков проводились в 8-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в 1972 г. в юго-восточной части Тихого океана (рис. 1). За время рейса было получено более 100 колонок осадков, а также значительное количество дночерпательных проб, много проб глубинной воды, взвеси, иловых вод.

Полученные материалы изучены в Институте океанологии АН СССР и сопоставлены с данными других экспедиций, а также с кернами глубоководного бурения.

Исследования проходили в области ВТП от 0 до 30° ю.ш. в депрессии Бауэр и во впадине Хесса, а также в прилежащих частях Перуанской котловины, вплоть до глубоководного Перуанского желоба и шельфа. Работы были проведены также в крупных разломах (Кларион, Клиппертон и др.) и около подводных гор-вулканов (банка Шимода, гора Доуд и др.).

Изучены области с максимальными из известных в океанах значениями теплового потока, а также скоростями расширения активного хребта (ВТП), что отвечает условиям максимального поступления базальтов на поверхность дна. Система галсов проходила так, что удалось сопоставить блоки ВТП с разными скоростями расширения дна – от 3,3 до 12 см/год (Anderson, Sclater, 1972). Выполнены также пересечения древнего аналога ВТП – Южного Галапагосского поднятия (ЮП) – и хребта Математиков, которые были центрами расширения океанского дна около 10 млн. лет назад. Детальные работы проведены на Галапагосском хребте-разломе со скоростью расширения 1,5 см, в тройственной точке схождения трех плит (впадина Хесса).

Стратиграфической базой явились исследования в колонках биостратиграфии осадков (нанопланктон, диатомовые, силикофлагелляты), определения абсолютного возраста (C-14, иониевый и ионий-ториевый, а для отдельных колонок ионий-протактиниевый) и палеомагнитной стратиграфии в сочетании с литологическими исследованиями. В ходе обработки выполнено более 15 тыс. разнообразных анализов, в том числе и изотопных исследований.

Общая протяженность ВТП в пределах Тихого океана составляет более 21 тыс. км, а без поднятия Альбатрос – более 16 тыс. км, на большое расстояние тянется и северная часть этого хребта (Хуан-да-Фука и Горда). Если принять среднюю скорость расширения дна 8 см/год, то за 1000 лет образуется горячих базальтов

Средний состав металлоносных осадков из поверхностного слоя, колонок тано на бескарбонатный материал)

Район, характер и число проб, лит. источник	Возраст	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Cu	
		%						
		Тихий океан						
ВТП от 0 до 30° и депрессия Бауэр (8-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев"); 210 проб	Современный - неогеновый	17,3	3,5		14,9	3,73	1169	
Гребень ВТП, 12-14° ю.ш. (Bostrom, Peterson, 1966)	Современный	6,1	0,5	0,02	18,0	6,0	730	
Склон ВТП (Bostrom, Peterson, 1966)	Неогеновый	14,0	4,6	-	10,5	3,0	960	
Депрессия Бауэр и ЮП (Burnett, 1975) 4 пробы	Современный	-	5,8	-	14,7	5,4	832	
Депрессия Бауэр (Dymond a. oth., 1973); 7 проб	Современный	13,5	2,3	-	14,1	4,60	910	
Керны бурения станций 159, 162, экваториальная часть океана (Cropan a. oth., 1972); 11 проб	Ранний миоцен - поздний эоцен	-	-	-	17,5	4,5	920	
Керны бурения станций 37, 38, 39, северная часть океана (Dymond a. oth., 1973)		7,11	2,3	0,06	23,6	6,66	1070	
Керны бурения, ст. 66, экваториальная часть (Drever, 1971)	Средняя часть мела	17,0	-	-	26,0	7,0	1300	
Керны бурения ст. 183 (Natland, 1973)	Нижний эоцен	-	-	-	20,41	5,1	1210	
Керны бурения, ст. 192А, гайот Мейдзи, вершина (Natland, 1973)	Верхний мел	-	-	-	9,4	0,27	606	

и кернов бурения Тихого и Индийского океанов, Красного моря (пересчи-

Ni	Co	Zn	Ga	Zr	Y	V	Cr	Pb	Sn
10 ⁻⁴ , %									
Тихий океан									
515	122	314	-	283	-	412	-	87	66
430	-	380	-	-	-	-	-	-	-
675	-	290	-	-	-	-	-	-	-
1267	246	-	-	-	-	-	138	-	-
820	67	330	-	-	-	-	-	-	-
-	-	360	-	-	-	-	-	-	-
630	86	630	-	-	-	-	-	-	-
1000	-	700	-	-	-	-	-	-	-
526	106	220	-	-	-	-	-	-	-
6	48	123	-	-	-	-	-	-	-

Окончание таблицы

Район, характер и число проб, лит. источник	Возраст	Si	Al	Ti	Fe	Mn	Cu
		%					
Тихий океан							
Ст. 518 8-го рейса НИС "Дмитрий Менделеев" (близ горы Шимода); 17 проб	Современный - четвертичный	17,2	4,2	0,2	14,63	3,2	694
Конкреции Тихого океана ("Тихий океан", 1970); 80-124 пробы	Современный - неогеновый	8,27	3,27	0,66	11,96	21,06	4300
Пелагические глины Тихого океана ("Тихий океан", 1970)	Четвертичный	-	-	0,46	5,65	0,67	400
Пелагические глины Тихого океана (Сронап; 1969); 26 проб	Четвертичный	-	-	0,45	5,1	0,5	323
Индийский океан							
Керны бурения ст. 245, восточная часть океана (Wagner, Geiskes, 1974)	Ранний палеоцен	-	-	0,5	11,0	3,2	200
Рифт Афар (Африка) среднее для Fe и Mn - руд (Bostrom, 1973); 9 проб	-	-	4,2	0,81	25,1	8,3	-
Красное море Гегитовая фация	Четвертичный	-	-	-	44,0	0,8	3000
Монтмориллонитовая фация	"	-	-	-	35,0	1,5	8000

1280 км² по одну сторону хребта или около 2500 км² по обе стороны. Минимальная глубина проникновения воды в породы может быть принята в 500 м (по определениям в буровых скважинах Исландии до 3 км, по другим данным до 5-10 км и более), минимальный объем базальтов, контактирующих с водой по системе разнообразных трещин, составляет около 1200-1300 км³. Непрерывно идет поступление горячих базальтов.

Ni	Co	Zn	Ga	Zr	Y	V	Cr	Pb	Sn
10 ⁻⁴ , %									
Тихий океан									
581	42	367	-	317	-	306	31	101	17
6700	3100	710	10	630	160	540	-	1000	-
300	110	200	19	160	150	130	78	110	-
211	101	-	-	-	-	215	102	68	-
Индийский океан									
-	-	250	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	до 2,5%	-	-	-	-	-	-	-

Важной особенностью быстро расширяющихся хребтов является то, что, при скоростях расширения больше 3-4 см/год рифтовые зоны близ гребня хребта оказываются полностью залитыми базальтами и профиль его становится очень пологим, сходным с профилями океанских вулканов (например, Гавайских островов). Базальты заливают и рифтовые ущелья, по которым возможны прямые контакты воды с глубинными слоями через зоны дробления в осевой части рифтов.

Еще недавно Бостром (Bostrom, 1973) считал, что металлоносные осадки присущи только возвышенным частям срединных хребтов и потому предлагал называть их осадками активных хребтов. Считалось, что практически все они карбонатные.

Работами в 8-м рейсе было показано, что поступление рудных компонентов идет независимо от нормальной океанской седиментации, накладывается на нее. Тип получающихся осадков зависит от состава и количества поступающего экзогенного и эндогенного вещества. Если из осадков удалить их добавочную рудную часть, то можно ясно видеть, что типы их определяются закономерностями, присущими нормальной океанской седиментации.

Вещественный и гранулометрический состав осадков юго-восточной части Тихого океана определяет сочетание следующих условий.

1. Положение района на границе продуктивной экваториальной гумидной и южной аридной зон (граница по $10-12^{\circ}$ ю.ш.). Этим определяется то, что осадки экваториальной зоны обычно обогащены аморфным кремнеземом, повышено содержание кремнезема и в иловых водах. Осадки аридной зоны кремнистых остатков практически не содержат.

Повышенное поступление $C_{орг}$ в экваториальной зоне приводит к появлению зачаточных стадий диагенетического перераспределения Fe и Mn (мраморовидные осадки). Аридными условиями Перуанской котловины и прилегающей суши определяются крайне низкие темпы поступления сюда терригенного и биогенного материала. Скорости седиментации обычно менее 1 мм/1000 лет, мощности осадков невелики. Малая мощность осадочной толщи подтверждается и данными сейсмопрофилирования. Она связана с молодостью ложа океана — от современного на гребне поднятия до неогенового у основания склонов и палеогенового по периферии плиты. Климатическая и тектоническая зональности определяют здесь состав осадков и их мощности.

2. Вертикальная зональность проявляется главным образом в растворении карбонатного материала на глубинах больше критических, где отлагаются только пелагические глины. Своеобразна роль глубоководных желобов — они являются ловушками суспензионных потоков и обеспечивают почти во всей огромной Перуанской котловине отложение "частица за частицей".

3. Во всех многочисленных изученных колонках, а также в пробах из поверхностного слоя осадков не обнаружено ни одного случая значительного обогащения пирокластическим материалом, встречены лишь отдельные зерна стекол. Это означает, что подводный вулканизм здесь практически не дает пирокластики, а пеплы вулканов Южной Америки пассатными ветрами проносятся где-то южнее.

Дно впадины Бауэр очень сложно расчленено, здесь встречаются многочисленные подводные поднятия и горы, понижения дна, связанные с разломами. Ровные участки дна являются здесь редким ис-

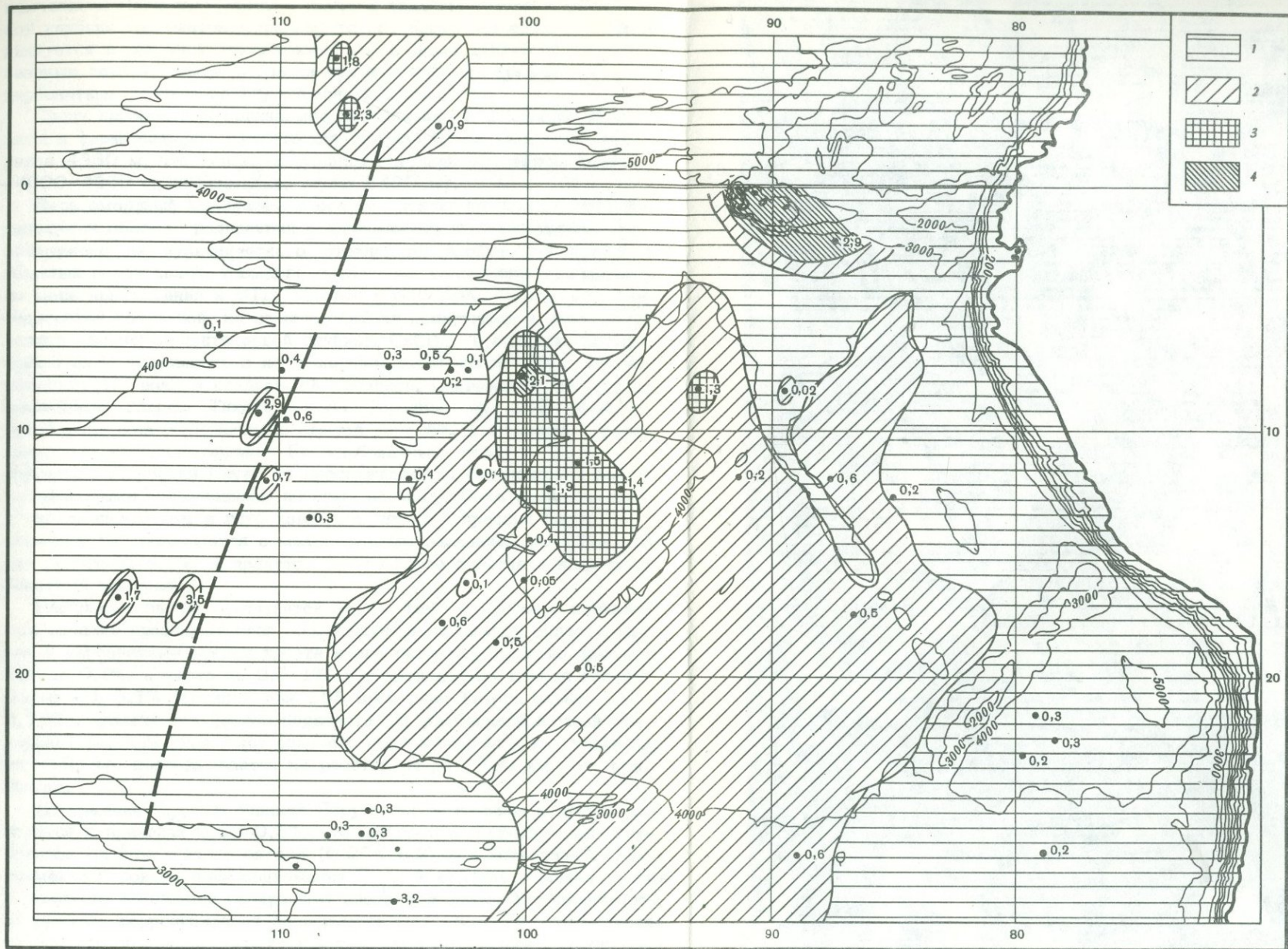


Рис. 1. Абсолютная масса марганца в осадках ($\text{мг}/\text{см}^2/1000$ лет)

1 - 0,1-0,5; 2 - 0,5-1,0; 3 - 1-2; 4 - больше 2. Цифры около станций - фактические значения. Штриховая линия - ось Восточно-Тихоокеанского поднятия; изобаты (в м)

ключением. Поскольку средняя глубина впадины близка к критической глубине карбонатакопления, то распределение осадков здесь диктуется в основном небольшими, часто около 100–200 м, изменениями глубины выше или ниже критической, что приводит к смене карбонатных осадков на глубоководные глины.

Среди карбонатных организмов преобладают в планктоне кокколиты и фораминиферы. Критическая глубина CaCO_3 в районе работ равна 4350 м, что близко к средним глубинам котловины Бауэр (4000–4500 м, максимально около 5400 м).

Весь аморфный кремнезем в осадках исключительно биогенный — панцири и обломки радиолярий и диатомовых; исследованиями не обнаружено ни вулканического стекла, ни глобул или других необычных образований. Никакого увеличения содержания кремнезема по мере приближения к ВТП, которое можно было бы связать с его эндогенной поставкой, не отмечается. Не обнаружено и никаких признаков изменения критической глубины CaCO_3 в осадках, которые можно было бы связать с поступлением эндогенного CO_2 . Нет изменений pH воды и осадков, Eh осадков. Содержание Fe в глубоководных глинах Тихого океана (среднее из 165 проб) — 5,64%, среднее содержание в земной коре 5%, в базальтах толеитовых — 8,86%. Обогащения Fe карбонатных осадков ВТП и периферии депрессии Бауэр не прослеживается; они покрыты фораминиферовыми отложениями, которые не могут быть отнесены даже к слабжелезистым; в глубоководных глинах депрессии Бауэр содержание Fe повышается с максимальным значением до 11%. Влияние эндогенного Fe выявляется только после пересчета на бескарбонатный материал.

Распределение Mn отличается от Fe тем, что даже в натуральных осадках прослеживается обогащение значительной области, включая и карбонатные осадки хребта и его склонов — нередко здесь его больше 0,2%, а часто до 0,5–1%, в глубоководных глинах впадины Бауэр — 1–3,1% (среднее для 165 проб глин Тихого океана — 0,78%). Отмечается (после пересчета Mn на бескарбонатный материал) закономерное понижение его содержания по мере удаления от ВТП, что прослеживается на расстоянии до 2700 км от оси хребта.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в осадках Перуанской котловины и хребта находится в пределах 0,25–0,5%, что выше, чем в среднем для глубоководных глин Тихого океана (0,27% в Южной котловине). Одновременно с повышением содержания $C_{\text{орг}}$ в осадках отмечено также и заметное повышение содержания азота и фосфора. Устанавливается прямая корреляционная зависимость P, C, N с Fe, что позволяет считать обогащение этими компонентами связанным с сорбционным захватом и соосаждением с Fe и Mn.

Особенностью гранулометрического состава бескарбонатных металлоносных осадков Перуанской котловины является исключительная их тонкость. Фракция меньше 1 мкм составляет 51–56%, что является наибольшим для всего Тихого океана значением, содержание

фракции пелита (менее 0,01 мм) достигает 97–99%. Значительную часть в ней составляют гидроокислы Fe. По мере приближения к экваториальной зоне содержание тонких фракций закономерно снижается, что связано с поступлением остатков карбонатных и кремнистых организмов. Распределение алевритово-песчаной фракции определяется главным образом биогенным материалом (фораминиферы, радиолярии, зубы и кости рыб и др.), а также микроконкрециями. Вулканический материал отмечается только в непосредственной близости к островам Галапагос и Пасхи.

Широко распространены в изученном районе выходы базальтов, не прикрытых или едва покрытых осадками, а также выходы древних отложений (миоцен, плиоцен).

Господствующими гранулометрическими типами осадков ниже критических глубин являются пелиты, на подводных поднятиях алеврито-пелиты и алевриты мелкие и крупные. По вещественному составу выделяются красные глубоководные глины, мергелистые (30–50 и 50–70% CaCO_3) илы, фораминиферовые и фораминиферо-кокколитовые илы, в экваториальной зоне – также слабокремнистые осадки.

Детальные исследования колонок, коренных пород, а также осадков в рифтовых зонах дают важные материалы для понимания процесса поступления рудного вещества из разломов. Рифт впадины Хесса замечателен сочетанием необычных условий. Он углублен относительно окружающих с севера и юга хребтов на 2500–3000 м, максимальная глубина 5200 м, понижение в пределах изобаты 5 км имеет площадь 41 км². Исследования на полигоне показали, что склоны рифта сложены базальтоидами: оливин и пироксен-плагиоклазовыми базальтами и межпластовыми инъекциями долеритовых силлов. Разрез базальтового ложа океанской коры в 2–3 км мощностью представляет собой как бы слоеный пирог, поставка горячего базальтового материала идет не только на поверхность, но и во всю толщу слоя.

Установлены изменения коренных пород (базальтов), свидетельствующие о гидротермальной деятельности: они приобретают черную окраску, отличаются мягкостью и состоят из зеленовато-бурых вторичных минералов (гидрослюда, хлорит, рудные). Изучена также жильная минерализация неизмененных или метаморфизованных базальтов: сульфидная (пирит, пирротин, реже халькопирит), кварцево-цеолитовая (мелкозернистый кварц, в корочках и щетках, цеолиты), цеолитовая (прожилки и миндалины, заполненные цеолитами). Цеолитовая и кварцево-цеолитовая минерализация говорит о миграции растворов таких элементов, как Ca, Si, Al, а сульфидная – о Fe, S, Cu, а также малых элементов.

Гидротермальная деятельность затрагивает в первую очередь основную массу и темноцветные минералы. Безусловно, часть гидротерм, зафиксированных в жильных формах, могла открываться и в воду, и в этом случае во впадине можно было ожидать возникновения рудоносных отложений, сходных с отложениями Красного моря, а в пони-

жениях — даже сероводородного заражения с выходами сульфидных растворов. Обнаружены только зачаточные формы этих явлений.

На нескольких станциях со дна впадины подняты необычные осадки — уплотненные, окрашенные в яркие цвета: красные, малиновые, желтые, зеленые и синие, вплоть до черных. Окраска их быстро блекнет на воздухе, многие куски с трудом разрезаются ножом, они содержат причудливые прожилки, выполненные крупными зернами. Окрашенные полосы часто расположены косо по отношению к слоистости; независимо от окраски вся толща отложений имеет сходный состав. Значения E_h от +300–500 для красноватых и желтых разностей, до +30 для голубоватых и синих, рН от 7,2 до 8,1. Содержание $C_{орг}$ от 0,05 до 0,25%, что исключает диагенез.

Описаны случаи гидротермального метаморфизма и в рифтовых долинах Аравийско-Индийского хребта, где изучены гидротермальные прожилки (Чернышева, 1969; Батурин, 1971; Батурин, Розанова, 1972). Здесь установлено участие в гидротермах железа, марганца, меди, никеля, титана. В донных осадках Западно-Индийского хребта было получено три колонки, в которых отмечено чередование тех же пестроокрашенных необычных осадков, что и во впадине Хесса. Содержание железа в отдельных прослоях достигает 12,8%, в других случаях заметно ниже — 5,0–6,5% (Безруков и др., 1972). В отличие от Красного моря, в условиях океана ни в одном из ущелий не отмечено накопления значительного количества металлоносных осадков на значительных площадях, они промываются токами воды и выносятся из ущелий. Признаки гидротермальной деятельности, выявленные в рифтовых долинах, позволяют считать, что разогретые базальты океанского дна взаимодействуют с океанской водой и отдают в нее многие элементы. Основное значение имеют однако не рифты, а вся масса горячих базальтов, постоянно генерирующаяся на хребтах. Уже указывалось, что при высоких скоростях раздвижения дна рифты заливаются базальтами и вся поверхность хребта оказывается покрытой свежими, непрерывно поступающими из глубин базальтами.

Необычный металлоносный осадок с содержанием железа до 18–19% был получен на ст. 518 недалеко от подводного вулкана — банки Шимода, сложенного толеитовыми базальтами. Металлоносные осадки здесь появляются с горизонта 13 см и прослежены непрерывно до 500 см. Низкое содержание $C_{орг}$ исключает влияние диагенеза, по всей длине колонки E_h + 570–586. Накопление рудного вещества отвечает времени активности вулкана.

Другой пример гидротермальной деятельности близ вулкана — на полигоне 6298 в южной части океана, близ подводного вулкана горы Петелина (Скорнякова и др., 1973). Здесь на ст. 20 тралом была получена пестрая глина, сцементированная, с рудными дендритами, очень сходная с глиной из впадины Хесса. Отмечается пропитывание осадка актинолитовыми агрегатами и смена глинистых

минералов, связанная с гидротермальной деятельностью (Горбунова, 1973).

Все эти факты заставляют считать, что металлоносные осадки развиты только не на активных хребтах, они характерны также для областей подводных вулканов, а также разломов.

Минералогические исследования осадков в целом (рентгеновским количественным методом), а также их отдельных фракций (разными методами) показали, что состав обломочной и глинистой частей осадков депрессии Бауэр и ВТП тот же, что и в других частях Перуанской котловины. Было обнаружено очень широкое распространение железомарганцевых микроконкреций в металлоносных осадках, а на 10 станциях из 50 – также и крупных железомарганцевых конкреций, залегающих на поверхности отложений. Конкреции найдены в толщах металлоносных отложений в колонках и в кернах глубоководного бурения.

Минералогия рудного вещества была изучена сочетанием методов фазового химического анализа, мессбуауэровской спектроскопии, магнитных исследований, а также ИК-спектроскопии (Багин и др., 1975). В свежих пробах, полученных и изученных на судне, железо разделяется в осадке на три фракции: 1 – легко растворимую (включающую аморфные гидроокиси); 2 – менее растворимую (более раскристаллизованные и менее активные гидроокиси); 3 – нерастворимую (железо в кристаллических решетках минералов).

Первой, наиболее активной фракции железа меньше всего – в среднем 6,2%; преобладают раскристаллизованные гидроокиси (2-я фракция) (около 50%), содержание "обломочной" части (3-я фракция) колеблется в разных местах от 30 до 50% $Fe_{общ}$. В целом растворимые части металлоносных осадков (1 и 2-я фракции) составляют от 50 до 80% $Fe_{общ}$. Для Mn картина иная – на долю его растворимых форм приходится от 94 до 99%, а на долю обломочной всего 1–6%.

Мессбуауэровская спектроскопия показала, что Fe в трехвалентном состоянии находится в форме частиц размером 140–300 Å. Анализ формы петли гистерезиса убеждает в том, что роль обломочного Fe возрастает в южной части района работ. Вероятно, это окисленный маггемит, в южной части депрессии его почти в шесть раз больше, чем в северной. Основной минералогической формой, по данным всех видов исследований, является гетит с незначительным вкладом (0,1%) маггемита. В нерастворимой фракции Fe наибольшее значение имеет Fe-монтмориллонит, т.е. в металлоносных осадках существует парагенез гетит+Fe-монтмориллонит.

Содержание главных элементов (Si, Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, K, Na) в осадках, а также соотношения между ними оказываются для крупных регионов океанов довольно постоянными. В формировании основы (матрицы) осадков главную роль играет терригенный материал. Роль биогенного материала выражается в разбавлении терригенной матрицы $CaCO_3$ и аморфным кремнеземом (т.е. в изменении двух компонентов – Ca и Si), а местами в поставке P, C, N; роль

эндогенного — в поставке дополнительных количеств Fe, Mn и малых элементов.

Изучение осадков Тихого океана матричным методом показывает, что влияние эндогенного вещества сказывается в первую очередь на распределении железа и марганца; а также на малых элементах. Вклад эндогенных железа и марганца в ряде мест в два — пять раз выше нормальной их концентрации для пелагических осадков (см. таблицу), на картах отчетливо видны области максимального поступления и зоны распространения эндогенного вещества.

Из рассмотрения таблицы следует несколько важных выводов.

1. Несмотря на некоторый разброс в цифрах, для металлоносных осадков типичны некоторые общие закономерности, которые особенно ярко проявляются при сравнении со средними цифрами для пелагических осадков, а также для железомарганцевых конкреций.

2. Для металлоносных осадков характерно содержание железа в два-три раза выше, чем в пелагических океанских глинах и даже выше, чем в железомарганцевых конкрециях. Содержание марганца является промежуточным между пелагическими глинами и конкрециями, но в четыре-пять раз ниже конкреций. Содержание малых элементов (меди, никеля, цинка) в два — четыре раза, т.е. пропорционально железу, выше, чем в пелагических глинах, но заметно ниже, чем в конкрециях. Содержание Со практически то же, что и в пелагических глинах и в десятки раз ниже, чем в конкрециях. Металлоносные осадки таким образом представляют собой отложения Fe-сорбента с примесью Mn-сорбента, конкреции — в основном Mn-сорбента с примесью Fe-сорбента. Отсюда и разница в ассоциациях малых элементов, их концентрациях.

3. Отношения главных элементов металлоносных осадков оказываются довольно постоянными в пространстве и во времени: отношение Si/Al находится в пределах от 3 до 6; Fe/Mn — от 3 до 4 (для пелагических глин — 10 и более). Невелик разброс значений отношений Fe/Al, Mn/Al, Cu/Fe, Ni/Fe, C/N.

4. Детальное исследование геохимии металлоносных осадков из разных частей Тихого океана, а также из кернов, полученных в Индийском и Атлантическом океанах, показывает, что, несмотря на их огромный разброс в пространстве (во всех океанах Земли) и во времени (от современного до мезозоя), все они имеют общие черты, которые позволяют выделить их в особый тип осадков, связанных с эндогенным веществом. Их объединяет, таким образом, общность генезиса, химического состава и минералогии рудной части осадка. Металлоносные осадки Красного моря (гетитовая и монтмориллонитовая их фации) стоят особняком от океанских. В их образовании большое значение имеют остаточные рассолы и продукты растворения эвапоритов, залегающих под толщей осадков, а также выщелачивание.

ВЫВОДЫ

1. Области обогащения осадков железом, марганцем, малыми элементами, связанные с вулканизмом, имеют намного более широкое распространение, чем это считалось ранее. Их протяженность многие тысячи километров, площадь – миллионы квадратных километров.

2. Эти зоны обогащения осадков металлами связаны с массовым поступлением базальтов на океанское дно и сложным комплексом взаимодействия на горячих контактах вода – лава. Наибольшие количества свежих базальтов на дне океанов продуцируются не отдельными подводными вулканами, а активными срединными хребтами, областями генерации базальтовой океанской коры и расширения дна океанов. Вместе с тем получены доказательства возникновения металлоносных осадков близ подводных вулканов, а также по глубинным разломам. В соответствии с этим могут быть выделены по крайней мере три основных типа распространения металлоносных осадков: 1 – полосовые, связанные с активными расширяющимися хребтами планетарной системы срединных хребтов (протяженность более 60 тыс. км); 2 – точечные, связанные с отдельными подводными вулканами или группами вулканов; 3 – линейные, связанные с глубинными разломами, и особенно с системами разломов. Могут быть и промежуточные типы (например, линейно-точечные по разломам).

3. Ширина зон обогащения осадков железом, марганцем и малыми элементами пропорциональна интенсивности поставки горячих базальтов на дно. Для срединных хребтов, играющих главную роль в поставке базальтов, устанавливается прямая пропорциональность между скоростью расширения дна (и генерации базальтов ложа) и шириной зоны металлоносных осадков. Максимальная ширина зоны распространения по восточную сторону Восточно-Тихоокеанского поднятия составляет 2700 км (рис. 2).

Процесс поставки рудного вещества на дно океанов не является непрерывным. Даже по простиранию активного хребта (ВТП) имеют-

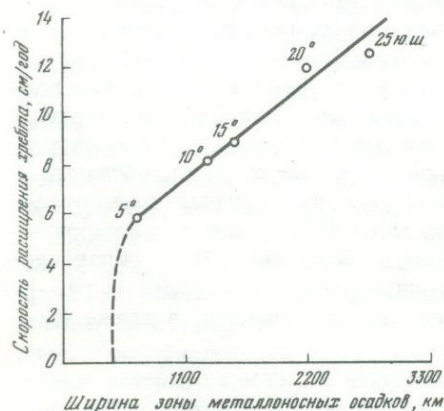


Рис. 2. Изменение ширины зоны распространения металлоносных осадков на Восточно-Тихоокеанском поднятии (восточный склон) в зависимости от скорости расширения дна на разных участках хребта (от 5 до 25° ю.ш.)

ся перерывы в поступлении эндогенного вещества (от 5° ю.ш. до 5°с.ш. и далее на север вплоть до Калифорнии), связанные с замедлением расширения отдельных блоков океанских плит или даже приостановками этого процесса. Такие перерывы отмечаются и во времени, при изучении кернов бурения и длинных колонок.

4. Для металлоносных осадков из разных частей ВТП, удаленных на тысячи километров, для активных хребтов из разных океанов, а также для осадков отдельных вулканов и зон разломов характерно большое сходство химического состава и минералогии рудного вещества. Рудное вещество повсюду представлено гетитом в виде очень тонких глобул, частично раскристаллизованных. Сходство химического состава указывает на сходство исходного вещества (базальтов океанского дна), а также на сходство процесса перевода элементов из базальтов в воду, сходство состава придонных вод океанов. Если бы основным источником рудного вещества были бы эксгальции и гидротермы, как для вулканов суши, то состав металлоносных осадков характеризовался бы большой пестротой, чего не отмечается. Поэтому, не отрицая участия эксгальции и гидротерм, главную роль в поставке элементов в воду мы отводим горячему контакту вода – базальт, в частности по модели Корлисса (Corliss, 1971).

5. Наибольшее значение имеет поставка из горячих базальтов Fe и Mn, которые образуют в окислительных условиях придонного слоя вод оксигидраты и при сосаждении захватывают из океанской воды значительное количество малых элементов. Дальнейший захват элементов оксигидратами происходит и после сосаждения и связан с абсорбцией. Поэтому повышенные содержания малых элементов в металлоносных осадках не обязательно указывают на их поступление с эндогенным веществом из мантии; они являются результатом сосаждения и сорбции из океанской воды. О том, что это так, можно уверенно сказать для ряда элементов на основании изучения их изотопного состава (Sr, U, а возможно, и Pb) (Dymond and oth., 1973), а также анализа корреляционных связей между элементами, близких к связям в океанской воде (PЗЭ и др.). Сорбируются не только катионы, но и анионы таких элементов, как P, C, N.

6. Анализ изотопного состава воды показывает, что вода в иловых водах колонок, изученных в 8-м рейсе, соответствует придонной океанской воде. Поступление воды связано, таким образом, не с эксгальциями и приходом ювенильных вод, а с воздействием придонной океанской воды на базальты (Дзоцендзе, 1969).

7. Бурением на вулканических островах в океанах (Исландия, Гавайские острова и др.) установлена высокая проницаемость толеитовых базальтов для воды; в том же убеждает и анализ распределения воды в пиллоу-лавах с поверхности дна. В качестве минимального слоя базальтов ложа океанов, который взаимодействует с водой, можно принять 500 м, хотя многие авторы увеличивают эту цифру до 3–10 км и более. Взаимодействие вода – базальт, таким образом, не площадное, а объемное.

8. Определение общего вклада поставки эндогенного вещества в сопоставлении с экзогенным (принесенным с суши), выполненное методом абсолютных масс, показывает, что вклад эндогенного материала в баланс осадочного материала океанов в целом колеблется от 2 до 6%, т.е. его роль незначительна для седиментации в целом, но этот материал на больших площадях дна может быть главным.

Поставка эндогенного материала есть одно из проявлений вклада питающей провинции океанов (коры океанского типа) в осадконакопление. Из трех питающих мегапровинций планеты – континентальной, андезитовой (переходной) и океанской – последней принадлежит наименьшая роль.

9. Выявленные бурением и при изучении колонок области поступления эндогенного вещества относятся к ореолам рассеяния. Вероятно, обнаружение при дальнейших более детальных исследованиях также и более концентрированных рудных залежей. В особенности вероятны они в местах пересечения систем разломов, погребенных осадками и отличающихся современной активностью, а также в районах срединных хребтов.

ABSTRACT

The studies of more than 100 sediment cores obtained on the 8th cruise of the R/V "Dmitry Mendeleev" in the South-Eastern Pacific show that only between the Easter Island and the Galapagos Islands metalliferous sediments occupy more than 2.5 km^2 . They are over 10 m thick and form a layer of considerable extension.

Metalliferous sediments contain more than 10% Fe (evaluated in non-calcareous and non-siliceous material), much Mn and trace elements. Different types of sediments – calcareous, siliceous, red clay – are enriched in metalliferous matter. The accumulation of these sediments conforms to the well-known laws of pelagic sedimentation and is determined by a combination of the climatic, circumcontinental and vertical zonalities. This is confirmed by their mineralogical and geochemical studies. The genesis of metalliferous matter is related to the occurrence of the ocean bottom of hot basalts and all kinds of the interactions between hot basalts and water. The supply of Fe from basalts is the greatest. In the oxidation medium of the oceanic water Fe is hydrolyzed entrapping during co-precipitation a large group of elements from the water. Further proceeding sorption results in the entrapment with Fe of additional quantities of trace elements. The magnetic methods and messbauer spectroscopy show that goethite particles in sediments are very small ($140\text{--}300 \text{ \AA}$), therefore they can be carried away by currents and accumulate together with fine-dispersed sediments.

The colloidal-sorption mechanism of the formation of the metalliferous part of sediments is confirmed by their likeness over vast areas in the surface sediment layer of the Pacific, as well as in sediment cores and deep-sea drilling samples. Metalliferous sediments are similar also

in the Indian and in the Atlantic oceans. All these sediments have common chemical and mineralogical features, common genesis which facts make it possible to distinguish them as a separate group of sediments associated with endogenic matter of the oceanic crust. It has been established that such sediments are encountered not only on active ridges but also in the regions of underwater volcanoes, in fracture zones, i.e. in places of contact between hot basalts and water.

Three types of metalliferous sediments are distinguished: 1) associated with active ridges; 2) associated with fracture zones; 3) associated with underwater volcanoes.

The estimates with the absolute mass method show that the rate of metalliferous matter supply to the ocean is very low and the supply of endogenic matter by the oceanic bottom is 5–20 times smaller than hard and salt discharge from land.

ЛИТЕРАТУРА

- Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А. и др. 1975. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. – *Геохимия*, № 3.
- Батурин Г.Н. 1971. Глубоководные рудные осадки гидротермального генезиса. – В кн. "История Мирового океана". М., "Наука".
- Батурин Г.Н., Розанова Т.В. 1972. О проявлениях рудной минерализации в рифтовой зоне Индийского океана. – В кн. "Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана", т. II. М., "Наука".
- Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Романкевич И.О. 1972. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана. – В кн. "Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана", т. I. М., "Наука".
- Горбунова З.Н. 1973. Об особенностях глинистых минералов гидротермально-измененных осадков. – *Литология и полезные ископаемые*, № 6.
- Дзюценидзе Г.С. 1969. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., "Недра".
- Скорнякова Н.С. 1964. Рассеянное железо и марганец в осадках Тихого океана. – *Литология и полезные ископаемые*, № 5.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г., Маракуев В.И. 1973. Донные отложения и вулканические породы полигона в южной котловине Тихого океана. – *Литология и полезные ископаемые*, № 1.
- Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. 1970. Кн. 1, 2. М., "Наука".
- Чернышева В.И. 1969. Гипербазиты и габбро из рифтовых зон Аравийско-Индийского и Западно-Индийского подводных хребтов. – *Океанология*, т. IX, вып. 4.
- Anderson R.N., Sclater L.G. 1972. Topography and evolution of the East Pacific Rise between 5°S and 20°S. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v. 14, N 6.
- Boström K. 1970. Submarine volcanism as a source for iron. – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, v. 9, p. 348–354.
- Boström K. 1973. The origin and fate of ferromanganous active ridge sediments. – *Acta Univ. Stockholmensis, Stockholm Contribs Geol.*, v. XXVII, N 2.
- Boström K., Peterson M.N.A. 1966. Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. – *Econ. Geol.*, v. 61.

- Boström K., Peterson M.N.A., Joensuu O., Fisher D.E. 1969. Aluminum-poor ferromanganoan sediments on active oceanic rises. — *J. Geophys. Res.*, v. 74, N 12.
- Boström K., Kraemer T., Gartner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments. — *Chem. Geol.*, v. 11, N 2.
- Corliss J. 1971. The origin of metal-bearing submarine hydrothermal basalts. — *J. Geophys. Res.*, v. 76, N 33.
- Cronan D.S. 1969. Inter-element associations in some pelagic deposits. — *Chem. Geol.*, v. 5, N 2.
- Cronan D.S., van Andel T.H., Heath G.R. and oth. 1972. Iron-rich sediments from the Eastern Equatorial Pacific: Leg 16, DSDP. — *Science*, v. 175, N 4017.
- Drever J.I. 1971. Chemical and mineralogical studies, site 66. — *Initial Reports DSDP*, v. VII.
- Dymond J., Corliss J.B., Heath G.R. and oth. 1973. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — *Bull. Geol. Soc. America*, v. 84, N 10.
- McMurtry G.M., Burnett W.C. 1975. Geochemical evidence for hydrothermal metallogenesis in the Bauer Deep: Southeastern Pacific. — *Nature, Phys. Sci.* (preprints).
- Natl and J.H. 1973. Basal ferromanganoan sediments at DSDP site 183, Aleutian abyssal plain and site 192, Meiji Guyot, Northwest Pacific, Leg 19. — *Initial Rep. DSDP*, v. XIX.
- Piper D. 1970. Origin of metalliferous sediments from the East Pacific Rise. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, v. 19, N 1.
- Sayles F.L., Bischoff J.L. 1973. Ferromanganoan sediments in the equatorial East Pacific. — *Earth and Planet Sci. Lett.*, v. 19, N 2.
- Warner T.B., Geiskes J.M. 1974. Iron-rich basal sediments from the Indian Ocean, site 245. — *Initial Rep. DSDP*, v. XXV.

Г. Н. БАТУРИН, П. Л. БЕЗРУКОВ

ФОСФОРИТЫ И ФОСФОРИТОНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ДНЕ ОКЕАНОВ

Фосфориты на дне океанов распространены на подводных окраинах континентов, в основном на шельфах, в ассоциации с кремнистыми, карбонатными, терригенными или глауконитовыми осадками (желваковые и зернистые фосфориты) и на подводных горах в ассоциации с карбонатными породами (нежелваковые метасоматические фосфориты).

ФОСФОРИТЫ НА ШЕЛЬФАХ

В кремнистых осадках фосфориты обнаружены в рассеянном состоянии на шельфе Юго-Западной Африки между 18 и 24° ю.ш., на глубинах от 40 до 140 м (Батурин, 1969; Емельянов, Сенин, 1969; Батурин и др., 1970) и на шельфе Перу и Чили между 5 и 25° ю.ш., на глубинах от 50 до 400 м (Батурин, Петелин, 1972; Burnett,

1974; Батурин и др., 1975). В обоих этих районах фосфориты приурочены к зонам подъема вод и высокой биологической продуктивности и отличаются наиболее молодым возрастом (голоцен – верхний плейстоцен).

На шельфе Юго-Западной Африки фосфориты залегают в диатомовых илах, обладающих высокой влажностью (80–92%) и тонким гранулометрическим составом (62–88% фракции < 0,01 мм). Содержание в илах SiO_2 аморфн максимально достигает 50–70%,

$C_{\text{орг}}$ – 10–20% и P_2O_5 – 1–20%. Мощность диатомовых илов – 2–10 м (Calvert, Price, 1970). В сторону берега они сменяются терригенными песками, на внешней части шельфа – фораминиферовыми песками с глауконитом и фосфоритовыми зернами и конкрециями более древних генераций, а глубже – фораминиферовыми песчано-алевритовыми осадками (Bezrukov, Senin, 1970; Сенин, 1970).

На шельфе Перу и Чили фосфориты залегают в слабокремнистых алевритово-пелитовых илах, содержащих до 16% SiO_2 аморфн и до 10% $C_{\text{орг}}$. В составе илов кроме панцирей диатомей и глинистых минералов присутствуют зерна кварца, полевых шпатов, аллотигенного глауконита, в небольшом количестве вулканические стекла. Мощность кремнистых осадков не установлена, но, вероятно, достигает нескольких десятков метров. В сторону берега они сменяются ракушечными и терригенными песками, а ниже по склону Перуанско-Чилийского желоба – фораминиферовыми и терригенно-глауконитовыми осадками. Более глубокое залегание фосфоритоносных отложений в данном районе, по-видимому, обусловлено тектоническими опусканиями дна или оползевыми явлениями.

Фосфоритоносные кремнистые илы в обоих районах находятся в условиях восстановительной среды (Eh – до –200 мв). Заключение в них фосфор связан с остатками планктона, в основном диатомей (с частично сохранившейся плазмой), а также с фосфоритовыми стяжениями нескольких типов, копролитами и костным детритом (кости, зубы, чешуя рыб). Фосфатные стяжения представлены четырьмя разновидностями: гелеобразными сгустками, не имеющими четких контуров, рыхлыми, уплотненными и твердыми зернами и конкрециями размером от долей миллиметра до 5–10 см. Гелеобразные сгустки сложены панцирями диатомей и зернами терригенного материала (кварц, полевые шпаты и др.), промежутки между которыми заполнены аморфным фосфатом – коллофаном. В рыхлых стяжениях содержание фосфата возрастает, в уплотненных и твердых он является основным компонентом за счет уменьшения количества терригенного и биогенного материала. Согласно данным химических анализов, с увеличением литификации содержание в стяжениях P_2O_5 возрастает от 5–10 до 20–32%, CaO – от 8–10 до 30–46%, F – от 0,3 до 2–3%, а содержание SiO_2 , $C_{\text{орг}}$, Al и других не связанных с фосфатом кальция элементов уменьшается (табл. 1). Фосфатизация и литификация стяжений сопровождаются частичной кристаллизацией фосфата, представленного карбонат-фторапатитом (франко-

Таблица 1

Химический состав фосфоритовых конкреций из кремнистых осадков (Батурин и др., 1970, 1975; Батурин, Петелин, 1972)

Компоненты, %	Шельф юго-западной Африки				Шельф Чили			Шельф Перу	
	I	II	III	IV	II	III	IV	II	III
P ₂ O ₅	8,32	25,20	29,37	32,09	15,73	20,64	25,62	17,70	21,10
CaO	8,22	36,13	42,31	46,41	24,92	24,92	38,64	30,52	34,02
MgO	2,50	1,70	1,25	1,70	1,80	1,20	1,60	2,00	2,60
SiO ₂	45,69	14,30	4,23	0,17	32,23	31,60	12,30	24,91	20,33
Al ₂ O ₃	2,00	0,45	0,40	0,04	6,11	6,00	3,31	6,50	5,43
Fe ₂ O ₃	1,24	0,80	0,30	0,20	2,79	2,98	1,79	2,79	1,89
CO ₂	1,40	5,34	5,44	6,47	2,31	3,02	3,56	3,15	3,57
SO ₃	1,46	0,83	0,90	0,73	-	-	-	0,98	0,99
F	0,34	2,45	3,00	3,02	1,60	2,06	2,55	1,70	2,02
C _{орг}	3,59	0,94	0,73	0,64	0,65	-	0,60	-	-
П.п.п.	19,44	14,05	12,07	11,50	7,26	7,20	8,65	9,87	9,89

Примечание. I - сгустки фосфатизированного ила; II-IV - конкреции: рыхлые (II), уплотненные (III), твердые (IV).

литом), содержащим до 4,3% CO_2 . В конкрециях присутствует пирит, образующий налеты на панцирях диатомей и глобули размером 0,01–0,02 мм.

По мере фосфатизации происходит также изменение содержания и состава заключенного в стяжениях органического вещества. Распад органических соединений протекает с различной скоростью, уменьшающейся в последовательности: углеводы – свободные липиды – азотсодержащие вещества – связанные липиды (Романкевич, Батурин, 1972).

В карбонатных и терригенных осадках фосфориты распространены более широко, чем в кремнистых. Но залегая часто среди современных отложений, они сами имеют, как правило, более древний – раннеплейстоценовый и дочетвертичный возраст, т.е. являются перерожденными или резидуальными образованиями. Наиболее подробно изучены фосфориты на шельфе Южной Африки, включая банку Агульяс, где они были открыты еще в конце прошлого века и описаны во многих работах, а также на шельфах Калифорнии, восточного побережья США и на плато Чатам.

В районе Южной Африки фосфориты развиты между 16 и 26° в.д. на глубинах от 100 до 500 м, т.е. в основном на внешней части шельфа и в самой верхней части континентального склона (Parker, 1971; Summerhayes a. oth., 1971). Вмещающие их осадки представлены глауконитовыми, кварцевыми и фораминиферовыми песками и фосфатизированными фораминиферовыми известняками.

Площадь распространения фосфоритов тяготеет к участкам дна с выходами фосфоритоносных пород палеогена, за счет размыва которых они образовались. Присутствие здесь современных фосфоритов достоверно не установлено. Фосфориты слагают зерна, округлые и неправильные стяжения и конгломераты с фосфатным или гетитовым цементом. Нефосфатные компоненты фосфоритов представлены раковинами фораминифер, зернами кварца, глауконита.

По данным электронно-микроскопических исследований выделяют следующие разновидности фосфатного цемента: аморфный, микроглобулярный (размер глобул 1–3 мкм), волокнистый, слагающий внутренние части глобул; микрокристаллический (Baturin, Dubinchuk, 1974). Последний представлен франколитом. Химические анализы, опубликованные во многих работах, показывают, что состав фосфоритов изменчив. Содержание P_2O_5 (исключая сильно железистые разновидности) колеблется от 7 до 24%, CaO – от 17 до 50%, SiO_2 – от 0,9 до 27%, CO_2 – от 6,7 до 22,5, R_2O_3 – от 1,5 до 19% и F – от 1,00 до 2,28%. На банке Агульяс, по данным 21 анализа, среднее содержание P_2O_5 – 16,18% (Parker, 1971).

У побережья Калифорнии (США) фосфориты распространены от Сан-Франциско до Сан-Диего на континентальном и островных шельфах, на вершинах и склонах подводных холмов, в основном на глубинах от 30 до 300 м. Отдельные конкреции во вторичном залегании, так же как и вблизи Южной Африки, находили и на конти-

нентальном склоне, на глубинах более 2000 м (Dietz a. oth., 1942). Осадки, вмещающие фосфориты, представлены слюдисто-кварцевыми и глауконитовыми песками и алевролитами. Фосфориты слагают зерна, конкреции разнообразной формы и плиты размером до 60 см. Они содержат фосфатные оолиты с ядрами из раковин фораминифер, зерна обломочных минералов и глауконита, остатки диатомей и спикулы губок. Фосфат замещает раковины фораминифер и другие известковые частицы и представлен коллофаном и франколитом. Средний химический состав фосфоритов по 20 анализам следующий: P_2O_5 - 30%, CaO - 47,8%; SiO_2 - 9,5%, R_2O_3 - 3,3%, CO_2 - 5,5%, F - 3,4%, SO_3 - 2,1% (Inderbitzen a. oth., 1970). Согласно К. Эмери (Емери, 1960), фосфоритообразование в данном районе происходило в две стадии, разделенные перерывом, - в миоцене и с позднего плиоцена до раннего плейстоцена. Наличие здесь голоценовых фосфоритов также не доказано.

На шельфе Калифорнийского полуострова (Мексика) широко распространены фосфоритовые зерна. Они встречаются на глубинах до 100 м, а также на пляжах и в лагунах, т.е. находятся явно во вторичном залегании. Вмещающими осадками служат кварцево-полевошпатовые пески, нередко с глауконитом. Фосфоритовые зерна местами составляют до 40% осадка. Основными компонентами их являются аморфный фосфат (в среднем 30% P_2O_5) и кремнезем (до 10%), сложенный комочками опала и панцирями диатомей. Нефосфатный материал представлен зернами терригенных минералов, включениями органического вещества, глобулами пирита (D'Anglejan, 1967).

У восточного побережья США фосфориты встречаются спорадически от Новой Шотландии до южной оконечности Флориды и плато Блейк (Емери, Uchuri, 1972). На шельфах Джорджии и Каролины, где проводились более детальные съемки, они залегают на глубинах до 30-40 м. Вмещающими осадками служат кварцевые и кварцево-фораминиферовые пески, являющиеся продуктами перемыва фосфоритоносных отложений миоцена, развитых на суше и выходящих на дне. Фосфориты представлены хорошо сортированными зернами, реже желваками размером до 8 см, составляющими местами до 40% осадка. Мощностъ фосфоритоносных отложений около 8 м.

В той или иной степени сходные с описанными выше дочетвертичные фосфоритовые конкреции и зерна известны и в ряде других районов. Наиболее значительные скопления они образуют в фораминиферовых и глауконитовых песках на плато Чатам, где содержат от 18,6 до 25,4% P_2O_5 (Karns, 1974). Кроме того, они были найдены на шельфах Австралии, Новой Каледонии, Японии, Северо-Восточной и Северо-Западной Африки, Португалии, Аргентины.

Возраст фосфоритов на шельфах определяется на основании геологических данных, по органическим остаткам (диатомей, фораминиферы) и методами абсолютной геохронологии. Как видно из табл. 2, он варьирует от голоцена до позднего мела. Самыми молодыми яв-

Таблица 2

Возраст океанских фосфоритов

Район	Морфология фосфоритов	Возраст	Метод датирования	Авторы
Фосфориты на шельфах				
Шельф Юго-Западной Африки	Конкреции	От голоцена до 45 тыс. лет	По геологическим данным, по микрофлоре и неравновесному урану	Батурин (1969); Baturin a. oth. (1972)
Шельф Чили	"	От голоцена до 80 тыс. лет	По неравновесному урану	Батурин и др. (1974)
Шельф Перу	"	От голоцена до 460 тыс. лет	То же	Veeh a. oth. (1973); Burnett (1974); Батурин и др. (1975)
Шельф Калифорнии (США)	"	Миоцен, плиоцен - ранний плейстоцен	По геологическим данным и микрофауне	Emery (1960)
Шельф Калифорнийского полуострова (Мексика)	Фосфоритовые пески	Миоцен, ранний плейстоцен	По геологическим данным	D'Anglejan (1967)
Шельф Джорджии	Фосфоритовые пески, конкреции	Миоцен - плиоцен	То же	Pevear, Pilkey (1966)
Терраса Пуртале	Конкреции, конгломераты	Миоцен	То же	Gorsline, Milligan, (1963)
Поднятие Чатам	Конкреции	"	По микрофауне	Reed (1952)
Шельф Южной Африки	Фосфатизированные известняки, конкреции, пески	Палеоген, ранний плейстоцен (?)	По геологическим данным и микрофауне	Dingle (1973)

Таблица 2 (продолжение)

Район	Морфология фосфоритов	Возраст	Метод датирования	Авторы
Шельф Марокко	Фосфоритовые известняки	Поздний мел	По геологическим данным	Summerhayes a. oth., (1972)
То же	Фосфоритовые пески	Эоцен	То же	Те же
"	Фосфоритовые конгломераты	Миоцен	"	"
Фосфориты на подводных горах				
Гайоты Тасманова моря	Фосфатизированные известняки	Миоцен - плиоцен	По микрофауне	Slater, Godwin (1973)
Гора Аотеа (Ново-Каледонская котловина)	То же	Миоцен	"	Glasby (1973)
Гайот Сильвания	"	Эоцен - миоцен	"	Hamilton, Rex (1959)
Гайоты Маркус-Неккер	"	Ранний и поздний мел, эоцен	По макро- и микрофауне и микрофлоре	Hamilton (1956) Heezen a.oth. (1973)
Поднятие Авес (Карибское море)	"	Олигоцен, миоцен, плейстоцен (?)	По микрофауне	Marlowe (1971)
Подводные горы Восточной части Индийского океана	"	Палеоген (?), миоцен	По геологическим данным	Безруков (1973)

ляются фосфориты с шельфов Юго-Западной Африки, Чили и Перу. Датирование по неравновесному урану показало, что возраст их находится в пределах от голоцена до 460 тыс. лет. Возраст фосфоритов из других районов оказался за пределами возможностей этого метода, т.е. превышает 1 млн. лет (Kolodny, Kaplan, 1970; Veeh a. oth., 1973; Батурин и др., 1974).

Процессы формирования современных и верхнечетвертичных фосфоритов на шельфах Юго-Западной Африки, Чили и Перу происходят в условиях аридного климата и отсутствия речного стока и определяются влиянием омывающих шельф вдольбереговых течений — Бенгельского и Перуанского, с которыми связано явление подъема вод. Поднимающиеся к поверхности с глубин порядка 200–300 м океанские воды обогащены фосфором и другими биогенными элементами, что обуславливает исключительно интенсивное развитие фитопланктона. Благодаря этому при спокойных гидродинамических условиях на дне отлагаются биогенные кремнистые осадки, обогащенные органическим веществом и связанным с ним фосфором, который осаждается в составе планктонного детрита, а также костей и копролитов. Обилие в осадках органического вещества и потребляющих его сульфат-редуцирующих бактерий обеспечивает диагенетические преобразования осадков, понижение рН до 7,3–7,7, освобождение фосфора из фосфорно-органических соединений, его минерализацию и перераспределение. При содержании фосфора в поровых водах 5–8 мг/л (Шишкина, 1971; Батулин, 1972) происходит пересыщение раствора фосфатом кальция и осаждение его в виде геля в микрizonaх осадка с локально повышенным рН. Такие микрizonaы создаются, в частности, у поверхности частиц карбонатного, а также кремнистого органического детрита, о чем свидетельствует "налипание" аморфного гелевидного фосфата кальция на створки диатомей. При последующей фосфатизации гелеобразных сгустков они литифицируются и превращаются в твердые зерна и желваки.

Происходящие на шельфе эпизодические перемены осадков, вызванные изменениями уровня океана, усилением придонных течений или сильными штормами приводят к освобождению первично рассеянного фосфатного материала из тонкозернистых осадков и формированию фосфатного концентрата, каким и являются, в частности, фосфоритовые пески на внешней части шельфа Юго-Западной Африки по периферии зоны диатомовых илов, а также, вероятно, у побережья Калифорнии.

Вопрос о степени применимости этой схемы для интерпретации генезиса дочетвертичных фосфоритов требует специального рассмотрения.

Можно предполагать, что основные этапы современного фосфоритообразования (поставка фосфора с подъемом вод, развитие на этой базе планктона, интенсивная биогенная седиментация, диагенетическое перераспределение фосфора в осадке и последующее механическое обогащение) характерны и для дочетвертичного фосфоритообразования, которое происходило в мелководных прибрежных биологически продуктивных зонах океана. Другие условия современного фосфоритообразования (морфология шельфа и бассейна в целом, климат, состав биоса, состав фосфатоносных осадков) более специфичны, но это не исключает возможности близких аналогов во многих древних фосфоритоносных бассейнах мира.

На подводных горах фосфориты наиболее широко распространены в Тихом океане (Hamilton, 1956; Hamilton, Rex, 1959; Безруков и др., 1969; Безруков, 1971; Heezen a.oth., 1973). Они встречаются на вершинах и склонах многочисленных гайотов в горной системе Маркус-Неккер (Срединно-Тихоокеанских гор), между о-вом Маркус и Японским желобом, в Северо-Западной котловине, на банке Милуоки (Императорские горы), на гайоте Сильвания (близ Маршалловых островов), а к югу от экватора — на склоне плато Манихики, на подводной горе южнее о-ва Раротонга и в некоторых других районах. Гайоты северной части Тихого океана — это вулканические горы, вершины которых в конце раннего и самом начале позднего мела находились близ поверхности океана, были срезаны абразией и покрыты мелководными карбонатными осадками. Позднее они испытали погружение на значительную глубину, причем разные гайоты в различное время. Некоторые гайоты образовались в палеогене. Обломки и глыбы фосфоритов и фосфатизированных известняков были подняты с глубин от 350 до 3500 м, а на большинстве гайотов — от 1000 до 2500 м.

Фосфориты подводных гор — это твердые, реже рыхлые породы белого, кремового, коричневого или зеленоватого цвета, залегающие в виде линзовидных прослоев, плит и неправильной формы тел среди более слабо фосфатизированных бентогенных (рудистовых, коралловодорослевых) или пелагических (кокколито-фораминиферовых) известняков. Под микроскопом они обычно имеют реликтовую структуру этих известняков. Как правило, обломки и глыбы фосфатных пород покрыты корками гидроокислов Fe и Mn мощностью в несколько сантиметров; на отдельных гайотах в этих корках встречаются тонкие линзовидные включения или прожилки фосфата. Очень часто мелкие обломки фосфоритов, наряду с базальтами и туфами, слагают ядра железо-марганцевых конкреций. Так, на гайотах в горной системе Маркус-Неккер из около 500 конкреций примерно половина (по качественным определениям) содержала ядра фосфорита или фосфатизированного известняка. Близ подножий гайотов железомарганцевые конкреции с фосфатными ядрами встречаются и на глубинах более 5000 м (явно во вторичном залегании). На значительном удалении от подводных гор ядра конкреций всегда бесфосфатны. Со склона одного из гайотов в Северо-Западной котловине драгой была поднята с глубины около 3500 м глыба весом более тонны своеобразной твердой фосфато-кремнистой породы, покрытой мощной (до 15 см) железомарганцевой коркой. Глыба состоит из чередующихся участков, сложенных халцедоном, кварцем (до 88,3% SiO₂) и фосфатом, местами с реликтовой структурой глобигеринового известняка и тонкими прослойками фторапатита.

Фосфатное вещество фосфоритов подводных гор представлено аморфным или слабо раскристаллизованным карбонат-фторапатитом (коллофаном и франколитом). Кроме фосфоритов при драгировках на

многих горах были подняты обломки измененных слабо фосфатизированных вулканокластических и эффузивных пород, на которые фосфориты и фосфатизированные известняки налегают, — туфобрекчий, гравелитов, песчаников, гиалокластитов, базальтов; фосфат заполняет в них трещины и поры, цементирует обломки пород, как правило, замещая участки карбоната со структурой фораминиферового ила. Местами в порых базальта встречаются цеолиты, хлорит, барит, кристобалит.

Плотные разности наиболее чистых фосфоритов содержат до 32% P_2O_5 и до 3,44% F (табл. 3), а измененные базальты с порами, заполненными фосфатом, — от 1,4 до 11,4% P_2O_5 .

Изучение фосфоритов в шлифах показывает, что фосфоритообразование происходило в основном метасоматическим замещением фосфатом карбоната кальция известняков, причем этот процесс протекал в несколько этапов в геологической обстановке, резко отличающейся от современных условий залегания фосфоритов на дне.

На подводных горах в Тасмановом море и в Ново-Каледонской котловине обнаружены фосфатизированные известняки, покрытые железомарганцевыми корками (Slater, Goodwin, 1973; Glasby, 1973).

В Атлантическом океане фосфориты близкого типа были найдены в Карибском море в карбонатных породах на поднятии Авес, на глубинах от 620 до 730 м (Marlowe, 1971). Возможно, к тому же типу метасоматических фосфоритов относятся и некоторые фосфориты, встреченные в известняках на шельфах и мелководных поднятиях, например на плато Кэмпбелл, к юго-востоку от Новой Зеландии (Tooms a. oth., 1969) и на плато Блейк (Pratt, Mc Farlin, 1966). Они также покрыты железомарганцевыми корками или пленками, что свидетельствует о прекращении процесса фосфатизации.

В Индийском океане фосфориты сходного типа были недавно открыты на нескольких подводных горах в Западно-Австралийской котловине и на Кокосовом поднятии, в частности на подводной горе Щербакова, расположенной к юго-западу от о-ва Рождества (Безруков, 1973). Присутствие на этом острове крупных залежей фосфоритов, залегающих в миоценовых известняках, послужило одним из оснований для проведения драгировок на ближайших подводных горах. В результате этих работ с вершин и склонов трех гор с глубин от 1500 до 3680 м были подняты обломки и глыбы известняков с линзовидными прослойками плотного белого или рыхлого коричневатого фосфорита. Содержание в них P_2O_5 максимально достигает 32,5% (см. табл. 3).

Образование фосфоритов о-ва Рождества объясняется накоплением и преобразованием гуано (Tugeman, 1965). Такое же происхождение, по данным большинства исследователей, имеют фосфориты многих островов Тихого океана (Науру, Оушен, Макатеа и др.). Но считать этот способ образования универсальным и для фосфоритов всех подводных гор, в том числе мелового возраста, вряд ли возможно. Еще меньше оснований связывать происхождение этих фосфоритов с поствулканическими процессами, хотя на отдельных горах Тихого океана и были отмечены следы вторичного перемещения фос-

Таблица 3

Химический состав фосфоритов с подводных гор Тихого (пробы 1969, с дополнениями)

Проба	1	2	3	4
Номер станции	6002-12а	6004-1/4	6017-Г-9	6265-Г-1
Координаты	20°41,7'с.ш. 170°52,9'з.д.	22°08'с.ш. 175°22,2'в.д.	27°50,6'с.ш. 177°18,1'в.д.	26°58,6'с.ш. 177°18,1'в.д.
Глубина, м	1930	1375	3300	2750
Порода	Плотный фосфорит (ядро конкреции)	Слоистый фосфорит (ядро конкреции)	Плотный фосфорит из глыбы фосфатно-кремнистой породы	Фосфорит, конгломерат
Компоненты				
P ₂ O ₅	31,97	31,06	31,47	26,10
CaO	44,91	48,37	49,07	41,44
MgO	1,20	2,10	1,35	1,20
SiO ₂	-	-	-	19,25
Al ₂ O ₃	0,55	1,11	0,55	3,06
Fe ₂ O ₃	0,49	0,99	0,79	2,09
TiO ₂	-	-	-	0,16
MnO	-	-	-	0,40
Na ₂ O	-	-	-	0,95
K ₂ O	-	-	-	0,90
CO ₂	4,15	4,87	4,25	3,58
F	3,44	3,32	3,11	2,83
C _{орг}	-	-	-	0,12
П.п.п.	6,72	7,17	5,89	7,32
н.о.	0,12	0,31	1,35	11,16

1-7) и Индийского (пробы 8-9) океанов (по Безрукову и др.,

5	6	7	8	9
6333	6348-1/7	6358-2/3	6731	6754
12° 54' ю.ш. 160° 44' з.д.	18° 31' с.ш. 175° 06' з.д.	18° 37' с.ш. 171° 58,6' в.д.	19° 47,5' ю.ш. 104° 38,7' в.д.	15° 45,3' ю.ш. 99° 56,4' в.д.
3620	1040	2450	1700	3689
Включение белого фос- форита в гравелите	Плотный белый фос- форит 5	Линза фос- форита в рудной кор- ке	Линза бело- го фосфорита в известняке	Светло-ко- ричневый рыхлый фос- форит

29,42	31,60	30,30	22,70	27,80
46,48	48,72	47,46	-	45,35
0,40	0,60	1,00	-	1,40
4,89	-	-	-	-
1,72	0,25	0,79	-	2,29
1,29	0,39	1,19	-	1,39
0,02	0,005	0,016	-	-
0,13	0,26	0,50	-	-
1,82	2,16	2,00	-	-
0,30	0,15	0,30	-	-
3,50	4,90	4,75	-	3,55
3,29	3,87	3,89	-	2,58
0,18	0,25	0,19	-	-
7,12	8,38	8,42	-	-
5,30	0,13	0,33	-	6,95

фата при вероятном воздействии низкотемпературных гидротерм. Судя по всем геологическим и геохимическим данным, фосфориты подводных гор, как и конкреционные фосфориты шельфов, имеют несомненно экзогенное происхождение и образовались в основном в мелководных условиях. Вместе с тем процесс фосфатизации карбонатных пород имел свои специфические особенности.

Возраст фосфоритов подводных гор в первом приближении устанавливается на основании содержащихся в них остатков макро- или микрофауны (рудисты, кораллы, фораминиферы и др.) или наннопланктона (см. табл. 2). Следует иметь в виду, однако, что определения возраста фосфоритов этого типа (если они обнажены на дне и не прикрыты более молодыми осадками) менее достоверны, чем определения возраста большинства конкреционных фосфоритов, так как процессы образования известняков и метасоматического замещения карбоната кальция фосфатом были разделены во времени, причем возрастной разрыв местами мог быть значительным.

ABSTRACT

The phosphorites on the ocean floor are localized in two types of environment: 1) on continental margins, mainly on shelves, in association with siliceous, carbonaceous and terrigenous sediments (phosphorite nodules and grains) and 2) on submerged mountains on relatively great depths in association with carbonaceous rocks (metasomatic phosphorites).

The scattered phosphorites in siliceous diatomaceous oozes have been found on South West African and Peru-Chile shelves. The phosphorites in both regions are the youngest in the ocean (Holocene - Late Pleistocene) and their environment is highly productive biologically. The diatom oozes are reducing and contain up to 25% of organic matter. Their phosphorus is bound with planktonic remains, coprolites, bones and phosphatic nodules of several generations. The latter form a certain genetic row beginning by gel-like masses and ending by hard nodules and grains. The lithification of nodules is accompanied by increase of their P_2O_5 content (from 5-10 to 20-32%), as well as CaO (from 8-10 to 30-46%) and F (from 0,3 to 2-3%).

The phosphorites in carbonaceous and terrigenous sediments on continental margins are known near the coasts of South and North-West Africa, California, Georgia, on the Chatam Rise and in a number of other shelf areas. The phosphorites in all these areas are relatively ancient (Early Pleistocene and pre-Quaternary and in several cases even Late Cretaceous) and are re-deposited or residual. The enclosing sediments are foraminiferal, quartz and quartz-glaucinite sands. The phosphorites consist of grains, nodules, conglomerates and slabs of complexed phosphate-carbonate-terrigenous composition.

The formation of shelf phosphorites is connected with upwelling of ocean waters, development of the plankton, accumulation of phosphate-bearing organic matter in sediments, the formation of diagenetic phosphorite nodu-

les and their postdepositional concentration as a result of winnowing mainly during eustatic sea-level changes. The chemical precipitation of phosphate from the sea water does not occur in any place of recent ocean. There is no relation between ocean phosphorite formation and volcanic processes.

The phosphorites on submerged volcanic mountains or guyots in the Pacific and Indian Oceans occur as lenses and irregular masses in benthogenic and pelagic limestones. The fragments of phosphorites and phosphatized limestones are covered by ferro-manganese crusts or included as nuclei in ferro-manganese nodules. The maximum P_2O_5 and F contents of these phosphorites are as high as 32% and 3,4% accordingly. The age of phosphatized limestones on different seamounts varies in wide limits - from Cretaceous to Pleistocene; the age of the phosphatisation process might be in some places considerably younger as compared to the limestone age. The seamounts phosphorites had been formed mainly in shallow water environment and their present deep sea position is a result of vertical tectonic movements.

ЛИТЕРАТУРА

- Батури́н Г.Н. 1969. Аутигенные фосфоритовые конкреции в современных осадках шельфа Юго-Западной Африки. - Докл. АН СССР, т.189, № 6.
- Батури́н Г.Н. Фосфор в иловых водах осадков юго-восточной Атлантики. - Океанология, т. XII, вып. 6.
- Батури́н Г.Н., Блисковский В.З., Лисицын А.П. 1975. Верхнечетвертичные фосфоритовые конкреции у побережья Перу. - Океанология, т. XV, вып. 3.
- Батури́н Г.Н., Коченов А.В., Петелин В.П. 1970. Фосфоритообразование на шельфе Юго-Западной Африки. - Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Батури́н Г.Н., Меркулова К.И., Чалов П.И. 1974. Абсолютный возраст океанских фосфоритов по неравновесному урану. - Геохимия, № 5.
- Батури́н Г.Н., Петелин В.П. 1972. Конкреции фосфоритов на шельфе Чили. - Литология и полезные ископаемые, № 3.
- Безруков П.Л. 1971. О связи полезных ископаемых дна океанов с геологическими структурами. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Безруков П.Л. 1973. Основные научные результаты 54-го рейса НИС "Витязь" в Индийском и Тихом океанах (февраль - май 1973 г.). - Океанология, т. XIII, вып. 5.
- Безруков П.Л., Андрущенко П.Ф., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. 1969. Фосфориты на дне центральной части Тихого океана. - Докл. АН СССР, т. 185, № 4.
- Романкевич Е.А., Батури́н Г.Н. 1972. О составе органического вещества фосфоритов шельфа Юго-Западной Африки. - Геохимия, № 6.
- Сенин Ю.М. 1970. Фосфор в донных осадках шельфа Юго-Западной Африки. - Литология и полезные ископаемые, № 1.
- Шишкина О.В. 1971. Биогенные элементы в иловых водах и роль обмена в переносе фосфатов в придонную воду. - Докл. АН СССР, т. 201, № 3.
- Baturin G.N., Dubinchuk V.T. [Батури́н Г.Н., Дубинчук В.Т.] 1974. Microstructures of Agulhas Bank phosphorites. - Marine Geol., v. 16, N 5.

- Baturin G.N., Merkulova K.I., Chalov P.I. [Батурич Г.Н., Меркулова К.И., Чалов П.И.] 1972. Radiometric evidence for recent formation of phosphatic nodules in marine shelf sediments. – *Marine Geol.*, v. 13, N 3.
- Bezrukov P.L., Senin J.M. [Безруков П.Л., Сенин Ю.М.] 1970. Sedimentation on the West African shelf. The geology of the East Atlantic margin. 4. Africa Inst. Geol. Sci., London. Rept N 70/16.
- Burnett W. 1974. Phosphorite deposits from the sea floor off Peru and Chile: radiochemical and geochemical investigations concerning their origin. Hawaii Inst. Geophys.
- Calvert S.F., Price N.B. 1970. Minor metal contents of recent organic-rich sediments of South West Africa. – *Nature*, v. 227, N 5258.
- D'Anglejan B.F. 1967. Origin of marine phosphorites of Baja California, Mexico. – *Marine Geol.*, N 1.
- Dietz R.S., Emery K.O., Shepard F.P. 1942. Phosphorite deposits of the sea floor off Southern California. – *Bull. Geol. Soc. America*, v. 53, N 6.
- Dingle R.V. 1973. Post-Palaeozoic Stratigraphy of the eastern Agulhas Bank, South African continental margin. – *Marine Geol.*, v. 15, N 1.
- Emery K.O. 1960. The sea off Southern California. N.Y., Wiley.
- Emery K.O., Uchupi E. 1972. Western North Atlantic ocean: topography, rocks, structure, water, life and sediments. Tulsa, Amer. Assoc. Petrol. Geologists.
- Glasby G.P. 1973. Manganese deposits in the Southwest Pacific. Investigations of ferro manganese deposits from the Central Pacific. Univ. Hawaii.
- Gorsline D.S., Milligan D.B. 1963. Phosphatic deposits along the margin of the Pourtales Terrace, Florida. – *Deep-Sea Res.*, v. 10, N 3.
- Hamilton E.L. 1956. Sunken islands of the Mid-Pacific mountains. – *Mem. Geol. Soc. America*, N 64.
- Hamilton E.L., Rex R.W. 1959. Lower Eocene phosphatized globigerina ooze from Sylvania guyot. – U.S. Geol. Surv. Profess. Paper, 1260-N.
- Heezen B.C., Matthews J.L., Catalano R. a. oth. 1973. Western Pacific guyots. Leg 20, Deep-Sea Drilling Project. – Initial Repts. DSDP, v. 20. Washington.
- Inderbitzen A.L., Carsola A.J., Everhart D.L. 1970. The submarine phosphate deposits off Southern California. – Dallas Soc. Petrol. Engrs AIME offshore Technol. Conf., v. 2.
- Karns A.W. 1974. Submarine phosphorite deposits of Chatam Rise near New Zealand. – *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists*, v. 58, N 7.
- Kolodny Y., Kaplan I.R. 1970. Uranium isotopes in sea-floor phosphorites. – *Geochim. et Cosmochim. Acta*, v. 34, N 1.
- Marlowe J.I. 1971. Dolomite, phosphorite and carbonate diagenesis on a Caribbean seamount. – *J. Sedim. Petrol.*, v. 41, N 3.
- Murray J. 1885. Report on the specimens of bottom deposits. – *Bull. Mus. Compar. Zool., Cambridge*, v. 12.
- Parker R.J. 1971. The major element geochemistry of the Agulhas Bank phosphorite nodules. – *Bull. S. Afr. Nat. Comm. Ocean Res., Marine Geol. Progr.*, N 3.
- Parker R.J., Siesser W.G., 1972. Petrology and origin of some phosphorites from the South African continental margin. – *J. Sediment. Petrol.*, v. 42, N 2.
- Pearce D.R., Pilkey O.H. 1966. Phosphorite in Georgia continental shelf sediments. – *Bull. Geol. Soc. America*, v. 77, N 8.
- Pratt R.M., McFarlin P.E. 1966. Manganese pavement on the Blake Plateau. – *Science*, v. 151, N 3714.
- Reed I.J. 1952. Sediments from the Chatam Rise. – *N.Z.J. Sci. and Technol.*, sect. B, v. 34, N 3.
- Slater R.A., Goodwin R.H. 1973. Tasman Sea guyots. – *Marine Geology*, v. 14, N 3.

- Summerhayes C.P., Nutter A.H., Tooms J.S. 1972. The distribution and origin of phosphate in sediments off North-West Africa. — *Sediment. Geol.*, v. 8, N 1.
- Tooms J.S., Summerhayes C.P., Cronan D.S. 1969. Geochemistry of marine phosphate and manganese deposits. — *Oceanogr. Marine Annual. Rev.*, v. 7.
- Trueman N.A. 1965. The phosphate, volcanic and carbonate rocks of Christmas Island (Indian Ocean). — *J. Geol. Soc. Australia*, v. 12, pt 2.
- Veeh H.H., Burnett W.S., Soutar A. 1973. Contemporary phosphorites on the continental margin of Peru. — *Science*, v. 181, N 4102.

К. М. ХУДОЛЕЙ

ПУТИ РАССЕЛЕНИЯ АММОНОИДЕЙ И НАПРАВЛЕНИЯ ТЕЧЕНИЙ В ТИХОМ ОКЕАНЕ В МЕЗОЗОЕ

О происхождении Тихого океана имеется несколько точек зрения. Штилле и его последователи считали, что Тихий океан существовал со времени образования земной коры. В противоположность ему Ог, Кобер и их сторонники предполагали, что образование океана связано с опусканием Тихоокеанского континента в конце мезозоя. Несколько позже Грегори сделал предположение о существовании в тихоокеанском континенте двух узких морей-проливов, разделявших эту сушу на три части. Аркелл считал, что наличие специфических юрских аммоноидей — байосских родов и кимериджских видов, известных только на противоположных берегах океана, — является доказательством существования Тихого океана в юрское время. Это предположение подтвердилось глубоководным бурением в западной части дна океана, где встречены верхнеюрские отложения (скважины № 167, 195-198, 305-307 судна "Гломар Челленджер"). Однако, вероятно, океан — еще более древний, так как на его берегах обнаружены палеозойские и протерозойские морские породы. Вопросам палеогеографии и литологии мезозоя посвящено много работ (McKee, 1959; Harrington, 1962; McCrossan, Glaister, 1966; Виноградов и др., 1968; Кудрявцев и др., 1970; Браун и др., 1970; Khudoley, Meyerhoff, 1971; Hallam, 1973 и др.)

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

По расположению морских осадочных пород триаса, юры, мела, распространенных на побережьях, островах и дне, можно восстановить контуры океана с триаса. В мезозое очертания океана с учетом эпиконтинентальных морей были близки к современному.

В начале триаса (индский век) Тихий океан соединялся с Бо-реальным океаном эпиконтинентальным морем, расположенным между р.Леной и западной частью Аляски. В это время значительная часть Южной Азии, к югу от водораздела рек Янцзы и Хуанхэ, была покрыта морем.

Австралийский континент приблизительно был равен современному. В Северной Америке в районе Аляски и Канады береговая линия проходила в 400–1000 км к востоку от современной. На территории США море проникало в центральную часть материка, а в районе Карибии, вероятно, был узкий пролив, соединявший Тихий и Атлантический океаны, о чем свидетельствуют находки на тихоокеанском побережье Северной Америки типичных западнотетических родов (*Dinarites*, *Progonoceratites*, *Metatirolites*, *Microtropites* и др.), которые известны на юге Европы и могли проникнуть в Тихий океан только через Карибио.

В начале юры (геттанский век) морской бассейн, соединявший Тихий и Бореальный океаны, несколько сократился за счет увеличения суши в районе Чукотки и Аляски. Уменьшился пролив, соединяющий океан с Тетисом, так как в это время образовалась суша на юге Азии. В Северной Америке береговая линия от Аляски до Калифорнийского полуострова находилась приблизительно в 1000 км восточнее современного берега. За счет увеличения площади моря Карибия приобрела близкий к современному контур. На Южно-Американском континенте, в его северной половине, береговая линия проходила сравнительно недалеко от современного берега (на расстоянии 500–600 км), захватывая часть площади, занятой в настоящее время Андами.

К началу мелового периода (бериасский век) произошло дальнейшее сокращение размеров моря, соединявшего Бореальный и Тихий океаны. Береговая линия на западе проходила приблизительно по водоразделу рек Кольмы и Омолон, а к концу альба – началу сеномана море полностью покинуло этот район и Тихий океан отделился от Бореального перешейком, соединившим Азию с Северной Америкой. Уменьшение морского бассейна произошло и в районе Сихотэ-Алиня. За счет увеличения Азиатского континента вновь уменьшился пролив между Азией и Австралией. Но на Австралийском континенте началась морская трансгрессия, которая в апте достигла максимума, захватив большую часть материка. На востоке Северной Америки море сохранилось в виде относительно узкой полосы, протягивающейся вдоль современного берега, и только в Канаде был залив, проникавший в область равнин провинции Альберта. Мексиканский залив и Карибский бассейн были значительно больших размеров, и в этом месте проходил интенсивный обмен фаунами между Тихим и Атлантическим океанами. В Южной Америке берег находился на расстоянии 300–500 км восточнее современного побережья.

К концу мезозоя (маастрихтский век) контуры береговой линии океана были следующие. Берег располагался к северу и северо-западу от Камчатки, вероятно, в средней части Охотского моря. Затем береговая линия следовала в южном направлении вдоль Сахалина, Хоккайдо и по восточной части Японских островов, потом в направлении на о-в Тайвань и далее на юг вдоль современного берега Азии. В районе Индонезии, возможно, находился архипелаг островов. Контуры и размеры Австралийского материка почти совпадали с современными. Крупный остров находился около Новой Зеландии.

дии. На северо-востоке океана у Аляски располагался широкий перешеек, отделявший Тихий океан от Бореального. Вероятно, на севере не было ни одного пролива, который бы соединял эти океаны. На всем протяжении Северо-Американского материка береговая линия располагалась вблизи современной, образуя два залива — один в районе Южной Аляски, а другой — вблизи о-ва Ванкувер. Восточнее, за вытянутой в субширотном направлении сушей, в центральных районах США и Канады находилось обширное эпиконтинентальное море, соединявшее область современной Карибии с Бореальным океаном. В Центральной Америке и Карибии море занимало большую площадь, и в районе Панамы и северной части Колумбии существовал морской пролив, соединявший Атлантический и Тихий океаны. Южно-Американский материк был несколько меньших размеров за счет морской трансгрессии на северо-западе и юге континента.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Северная граница пояса карбонатного осадконакопления в триасе претерпела весьма существенные изменения и перемещалась на $20-25^{\circ}$. В индском, карнийском и норийском веках карбонатные породы встречаются до 66° с.ш. и севернее, а в анизийском и ладинском веках основная масса их располагалась южнее 40° с.ш. В юрском периоде происходят несколько меньшие изменения в расположении границы пояса и, несмотря на ее отклонения к северу и югу, она постепенно сдвигалась в южном направлении. В синемюрском веке карбонаты встречаются до 50° с.ш., а в кимериджском — только до 40° с.ш. По сравнению с юрой в меловом периоде северная граница их располагалась в более южных районах и приблизительно совпадала с 40° с.ш., отклоняясь от нее в валанжине до 45° с.ш. и в готериве и барреме — до 32° с.ш.

Южная граница распространения карбонатных пород находилась между 40 и 20° ю.ш. В триасовом периоде — в карнийском и норийском веках — она находилась на широте 37° . К началу юры (геттангский век) карбонатные породы не обнаружены южнее 25° . До келловейского века включительно области карбонатонакопления занимали более или менее стабильное положение, а в оксфорде и кимеридже вновь встречаются в более южных районах, почти до широты 40° . В начале мела происходит некоторое сокращение их до 35° ю.ш. Начиная с готерива они распространяются только до 25° ю.ш. (альбский век) и до конца мела приблизительно сохраняют свое положение ($25-30^{\circ}$ ю.ш.).

Таким образом, для карбонатного пояса характерно его постепенное сужение. Наибольшая ширина его была в триасе (вероятно, в карнийском и норийском веках), а наименьшая — в меловом периоде.

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ЧЕРТЫ РАССЕЛЕНИЯ АММОНОИДЕЙ

Для установления времени существования океана и палеотечений важен вопрос о миграции морских организмов (например, аммоноидей), которые могут пересекать океан. Аммоноидей изучались мно-

гими палеонтологами различных стран (Leanza, 1945; Arkell, 1956; Matsumoto, Obata, 1963; Arkell a. oth., 1957; Tozer, 1967; Silberling, Tozer, 1968; Silberling, 1968; Kummel, 1969; Imlay, Johns, 1970; Jeletzky, 1971; Renz, 1971; Westermann, Riccardi, 1972, и др.).

Большое значение имеют тихоокеанские роды и виды, встречающиеся по обоим побережьям Тихого океана, т.е. свойственные только данной палеозоогеографической области и неизвестные в других частях Земли.

При установлении миграции аммонитов принимается, что данный род расселялся из центра (района) эволюции, где он наиболее полно представлен (наибольшее количество видов) в области, где встречаются его единичные представители. Так, например, роды *Virgatosphinctes*, *Aulacosphinctes* в Тетисе, Карибии и Мексике представлены многочисленными видами, а в арктической области (Таймыр) известны только единичные экземпляры и виды. Исходя из этого, принимается, что эти два рода расселялись из Тетиса в район Таймыра, а не наоборот. В северных районах Земли широко распространены роды *Cadoceras*, *Cardioceras* и *Amoeboceras*. К югу их количество снижается, а южнее 40° с.ш. они отсутствуют. В данном случае считается, что эти роды расселялись из северных районов в более южные. Если какой-либо род встречается в восточном Тетисе в больших количествах, чем в Тихом океане, то считается, что он проник из Восточного Тетиса в океан. Если же данный род преобладает в Тихом океане, а в Тетисе он встречен в единичных экземплярах, то считается, что он проник из океана в Тетис. Аналогичный принцип принят и при выяснении миграции аммонитов из Западного Тетиса в Тихий океан и в обратном направлении.

Мезозойские аммоноидеи распространены в значительной мере закономерно. В северной части океана расселялись аммоноидеи, встречающиеся в Бореальном зоогеографическом поясе, в приэкваториальных частях расселялись аммониты Западного и Восточного Тетиса, а в Антибореальной (Антарктида) — специфические роды.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Бореальные аммоноидеи встречены в северной части Тихого океана на побережьях Азии и Северной Америки. Южная граница проникновения бореальных аммоноидей в общих чертах совпадала с границей распространения карбонатных пород, находясь несколько южнее последней. В индском веке бореальный род *Pachyprotychites* достигал 50° с.ш. В оленекском веке роды *Gurleyites*, *Keyserlingites*, *Olenekites*, *Svalbardiceras*, *Wasatschites* проникали по обоим берегам океана до 43° с.ш. В анизийском веке *Arctohungarites*, *Amphipropoceras*, *Parapropoceras*, *Groenlandites*, *Pearylandites* расселялись до 50–40° с.ш., а *Pseudoplacoceras* даже до 38° с.ш. В ладинском веке известен только один род *Nathorstites*, который

расселялся до 50° с.ш. Аналогичная картина наблюдается и в карнийском веке с родом *Dawsonites*. В норийском и рэтском ярусах бореальных аммоноидей на севере океана до сих пор не установлено.

Из Восточного Тетиса через районы современной Индонезии аммоноидеи проникали в северную часть океана, некоторые из них расселялись вдоль берегов Азии, достигая ее северо-восточной части (*Anakashmirites*, *Aristoptychites*, *Discoptychites*, *Episagceras*, *Himavatites*, *Koninckites*, *Clypeoceras*, *Mallettoptychites*, *Paranorites*, *Prionolobus*, *Pseudohedenstroemia*, *Xenodiscoides*). Некоторые аммоноидеи пересекали северную часть океана и достигали берегов Северной Америки (*Drepanites*, *Guembelites*, *Himavatites*, *Indojuvavites*, *Ismidites*, *Koninckites*, *Paranorites*, *Prionites*, *Prionolobus*, *Parahedenstroemia*, *Pseudoceltites*, *Thanamites*, *Xenodiscoides*), но расселялись они неравномерно. На восточном и западном берегах океанов в северном направлении происходит уменьшение количества родов аммоноидей. В южном направлении (до Новой Зеландии) проникало, видимо, небольшое количество родов (*Koninckites*, *Pseudaspidites*, *Discoptychites*).

Из Западного Тетиса в океан проникло гораздо меньшее количество аммоноидей, что, вероятно, связано с затруднением обмена фаун между Атлантическим и Тихим океанами. Некоторое количество аммоноидей расселялось в северном направлении по эпиконтинентальным морям. В северные части океана проникло небольшое количество родов (*Anagymnites*, *Dinarites*, *Celtites*, *Longobardites*, *Progonoceratites*). Через океан к восточным районам Азии распространилось не менее пяти родов (*Anagymnites*, *Badiotites*, *Ceratites*, *Flexoptychites*, *Longobardites*, *Tropigastrites*). Последний род проник и в более южные районы океана — до Новой Зеландии. Вдоль азиатского побережья распространялись лишь перечисленные выше роды, но на северо-востоке Азии установлено только три рода.

В расселении тихоокеанских аммоноидей по берегам океана также имеются некоторые особенности. Основная масса аммоноидей приурочена к приэкваториальной части западного побережья. В северной и южной оконечностях океана заметно обеднение родового состава. В конце триаса в рэтском веке наблюдается резкое обеднение родового состава аммоноидей, причину которого в настоящее время трудно объяснить. В пределах громадной акватории, охватывающей все эпиконтинентальные моря почти половины планеты, обнаружены единичные представители *Choristoceras*.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Бореальных аммонитов в геттангском и синемюрском веках, вероятно, не было, и в это время в бореальной области существовали только космополитные роды. В плинсбахском веке появился первый юрский бореальный род *Amaltheus*, встречающийся только в северной части океана до 38° с.ш. Приблизительно так же расселялся тоар-

ский род *Pseudolioceras*. В байосе площадь распространения северных родов (*Arkelloceras*, *Erycitoides*, *Pseudolioceras*) несколько сократилось и, видимо, была ограничена 50–55° с.ш., а в батском веке вновь несколько продвинулась на юг (*Arctocephalites*, *Cranoccephalites*, *Paracephalites*) до 45° с.ш.

В келловейском веке роды *Arctocephalites*, *Quenstedtoceras*, *Cadoceras*, *Kepplerites*, *Seymourites*, особенно два последних, расселились до 38° с.ш. В оксфордском (*Cardioceras* и его многочисленные подроды) и кимериджском (*Amoeboceras*) веках бореальные роды проникали приблизительно до 40° с.ш., а в титонском (волжском) веке *Titanites* встречен около 50° с.ш.

В юрском периоде морские связи между Атлантикой и Тихим океаном по сравнению с триасом резко расширились и основная масса родов аммоноидей проникала в океан через район современной Карибии. В этом районе, включая Мексику, обнаружен наиболее богатый по родовому составу комплекс аммоноидей, насчитывающий около 50 родов. Они расселились в южном направлении вдоль Южной Америки, причем число родов, достигших 35–40° ю.ш., уменьшилось до 40. В северном направлении, вдоль Северной Америки, наблюдается аналогичная картина. Здесь число родов в северных частях океана, в интервале 50–60° с.ш., уменьшилось до 30. В западные районы океана (Индонезия) расселилось, вероятно, небольшое количество родов (*Arietoceras*, *Asteroceras*, *Canavaria*, *Docidoceras*, *Echioceras*, *Idoceras*, *Phymatoceras*, *Teloceras*, *Leptosphinctes*). В более южных (Новая Зеландия) и северных (северо-восток Азии) частях океана встречены только единичные роды (*Primarietites*, *Ochetoceras*, *Coroniceras*).

Восточнотетических аммоноидей в океане обнаружено гораздо меньше. Наибольшее число их (около 17) имеется в районе Индонезии, откуда они проникали на север только до 40° с.ш. и на юг до 35° ю.ш. Часть из них пересекала океан и распространилась на восточном берегу, особенно в южной части Южной Америки (*Aulacosphinctoides*, *Blanfordiceras*, *Bullatimophites*, *Hecticoceras*, *Himalayites*, *Indocephalites*, *Paraboliceras*, *Poculisphinctes*, *Substeuroceras*, *Spiticeras*). Обращает на себя внимание большое количество позднеюрских форм, пересекавших южную часть океана.

Тихоокеанские роды распространены по океану относительно равномерно, но имеется ряд особенностей. Так, в северной части встречаются *Kolymensis*, *Arkelloceras*; некоторые роды свойственны только восточной его части — *Vinalesphinctes*, *Xenoccephalites*, другие встречаются только в южной половине — *Subneumayria*, *Epicephalites*, имеются и типичные для всего океана — *Cobbanites*, *Pseudotoites*, *Zemistephanus*. Некоторые аммониты не расселились в северном направлении далее 40–45° с.ш. Так, синемюрский род *Oxynoticeras* и плинсбахский *Canavaria* обитали южнее 40° с.ш. Келловейский *Macrocephalites*; оксфордский *Discosphinctes*, кимериджский *Idoceras* и титонский *Corongoceras* распространялись до 40–42° с.ш.

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

В меловом периоде в берриасе род *Subcraspedites* расселялся на юг до 54° с.ш. — несколько севернее, чем титонские и кимериджские роды. Валанжинские виды рода *Tollia* известны на американском побережье и встречаются в гораздо более южных районах — около 40° с.ш. В готеривском, барремском и аптском веках бореальных родов на севере океана не установлено. Последний бореальный род *Arctohoplites* (альбский век) встречен в Канаде на широте около 60°. Резкое обеднение бореальными аммонитами северных частей Тихого океана в начале периода и отсутствие их во второй половине мела объясняется постепенным прекращением связей между Бореальным и Тихим океанами в начале мела, а затем их полным прекращением. Начиная с альбского века в северной части океана появляются роды, которые не проникают на юг значительно за 40–35° с.ш. Это альбские *Hulinites*, *Leconteites*, *Neogastrolites*, сеноманские *Neogastrolites*, *Eogunnarites*, туронские *Jumboiceras*, *Scalarites*. Эти аммоноидеи с некоторой долей условности позволяют проследить изменение в расселении аммонитов на севере океана. Перечисленные выше альбские роды распространялись до 42° с.ш., сеноманские — до 35–36° с.ш.; туронские — до 32° с.ш.

Из Западного Тетиса в Тихий океан проникало большое количество родов аммоноидей, расселявшихся главным образом вдоль западного побережья американских континентов. Ситуация расселения родов аммоноидей очень похожа на юрскую — по направлению к северу и югу от Карибии, где сосредоточены все роды, которые встречаются по побережьям океана (порядка 44), количество их заметно уменьшается, а севернее 40° с.ш. их вообще насчитываются единицы: *Didymoceras*, *Pseudouhligella*, *Subprionocyclus* известны на юге Аляски. В южном направлении так же заметно уменьшается количество родов от десяти в Перу до трех в Патагонии (*Kilianiceras*, *Baleanites*, *Patagiosites*). Через океан, вероятно, переплывали только единичные роды — *Collignoniceras*, *Didymoceras*, *Pseudouhligella*, *Subprionocyclus*, *Kilianiceras*.

Из Восточного Тетиса расселение аммоноидей шло, видимо, двумя путями — через район современной Индонезии и южную часть океана, находящуюся южнее Австралии. Аммоноидеи (около 10 родов) установлены главным образом в северной части океана, к северу от 30° с.ш., и приурочены к его западным берегам. На восточном побережье восточнотетических аммоноидеи встречаются значительно реже — около пяти — семи.

Тихоокеанские роды распространены широко и встречаются в северных частях океана и вдоль американских континентов до Антарктиды включительно. Помимо тихоокеанских родов, на юге океана в конце мела (кампан и маастрихт) появляются роды, характерные для южного полушария, — *Grossouvreites*, *Gunnarites*, *Jacobites*, *Mao-rites*, *Neograhamites*, *Naomadrasites*, *Tainuia*, встречающиеся в Патагонии, Земле Грэйама и Новой Зеландии.

Учитывая, что в мезозое существовал Тихий океан, а наша планета была покрыта атмосферой и вращалась в том же, что и сейчас, направлении, можно предположить, что в триасе, юре и в мелу в Тихом океане существовали близкие к современным течения.

Это предположение достаточно хорошо подтверждается распространением аммонитов в океане. Характер их расселения говорит о почти полном сходстве мезозойских и современных течений.

Северотихоокеанское течение, видимо, находилось на широте около 40° с.ш., так как здесь проходит своеобразный барьер, не позволяющий не только проникать на юг холодолюбивым бореальным аммонитам (в триасе *Pachyprotychites*, *Keyserlingites*, *Olenikites*, *Arctohungarites*, *Nathorstites* и другие, в юре — *Amaltheus*, *Pseudolioceras*, *Arkelloceras*, *Erycitoides*, *Arctocephalites*, *Cadoceras*, *Kepplerites*, *Cardioceras*, *Amoeboceras* и др., в мелу — *Subcraspedites*, *Tollia*), но и препятствовавший продвижению на север некоторых юрских теплолюбивых аммонитов — *Oxynoticeras*, *Canavaria*, *Phymatoceras*, *Leptosphinctes*, келловейских и оксфордских перисфинктид и кимериджских и титонских родов — *Idoceras*, *Spiticeras*, *Durangites*, *Parodontoceras*, *Corongoceras*, *Primoryites*. Судя по наличию определенных аммоноидей на западном и восточном берегах океана, можно полагать, что по этому течению шло перемещение аммонитов через северную часть океана от Японских островов до района г. Сан-Франциско, о чем свидетельствуют триасовые *Paranorites*, *Prionobolus*, *Xenodiscoides*, *Aspenites*, *Guembelites*, *Parussuria*, *Metussuria*, *Koninckites*, *Inyoites*, *Ismidites*, *Frechites*, *Neodalmatites*, *Neopapnoceras*, юрские *Pseudotoites*, *Semistephanus*, *Cobbanites* и меловые *Eogunnarites*, *Parajaurtella*, *Marshallites*, *Mesopuzosia*, *Subprionocyclus*, *Jimboiceras*, *Damesites*, *Pseudoxybeloceras*, *Euboculites* аммониты.

Подтверждением существования Аляскинского течения являются находки триасовых аммонитов в отложениях, расположенных на западном берегу Канады к северу от 40° с.ш. Здесь обнаружены следующие роды: тихоокеанский *Hypisculites*, из Восточного Тетиса — *Himavatites*, *Metacarnites*, *Drepanites*, *Paranorites*, *Thanamites*, *Prionobolus*, *Xenodiscoides*, *Ismidites*, из Западного Тетиса — *Homerites*, *Dinarites*, *Anagymnites*, *Progonoceras*. В юре встречается несколько меньшее количество как тихоокеанских (*Zemistephanus*, *Pseudotoites*), так и западотетических (*Agassiceras*, *Cruciloboceras*, *Coroniceras*, *Leptaleoceras*, *Haugia*, *Tmetoceras*, *Reineckeia*) родов. В мелу обнаружен один тихоокеанский (*Eogunnarites*) и некоторые роды из Западного (*Neocraspedites*, *Masenetoceras*, *Pseudargentinceras*, *Pseudouhligella*, *Subprionocyclus*) и Восточного Тетиса (*Canadoceras*, *Mesopuzosia*). Это течение, заносившее в северо-восточную часть океана значительную долю аммонитов из Западного и Восточного Тетиса, и обуславливало появление Канадской и Северо-Американской провинций.

Существование холодного Курильского течения, идущего из северных бореальных районов вдоль Азиатского материка, подтверждается расселением бореальных аммонитов вплоть до Японских островов (около 40° с.ш.). Низкая температура воды течения, видимо, не соответствовала благоприятным условиям обитания аммонитов, чем, возможно, и объясняются редкие находки аммоноидей в отложениях мезозоя Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.

Северное экваториальное течение позволяло аммонитам из Западного Тетиса и района Карибии проникать к берегам юго-восточной Азии. Это подтверждается находками в этом районе в триасе *Anagymnites*, *Ceratites*, *Flexoptychites*, *Leongobardites*, *Tropigastrites*, в юре *Asteroceras*, *Ochetoceras*, *Idoceras*, *Corongoceras*, *Promoryites*, в мелу *Collignonicerases* и тихоокеанского рода *Paracanthoplites*.

Южное экваториальное течение, видимо, способствовало расселению аммонитов из Западного Тетиса в Южную Индонезию и более южные районы. Это доказывается находками в этих районах триасовых *Tropigastrites*, *Wyomingites*, юрских *Echioceras*, *Asteroceras*, *Primarietites*, *Idoceras* и меловых *Collignonicerases*.

Экваториальное противотечение заносило некоторых юрских (*Spiticanas*, *Uhligites*) и меловых (*Venezoliceras*, *Forresteria*, *Tissotia*) аммонитов из района Восточного Тетиса в Мексику, Карибию и Южную Америку. Здесь они немногочисленны, но все же подтверждают наличие этого течения.

Течение Куросиво благоприятствовало проникновению аммонитов из Тетиса в северном направлении вдоль Азиатского берега. Это доказывается находками триасовых *Anakashmirites*, *Ambites*, *Koninckites*, *Gyronites*, *Anagymnites*, *Ceratites*, *Flexoptychites*, *Longobardites*, юрских *Ochetoceras*, *Primoryites*, *Asteroceras*, *Idoceras*, *Corongoceras*, *Fontanelliceras*, *Kranasphinctes*, *Ataxioceras*, меловых *Canadoceras*, *Damesites*, *Nipponites*, *Marshallites*, *Pseudoxybeliceras*, *Pseudouhligella* и других аммонитов на Японских островах, в южном Сихоте-Алине и в более северных районах.

Восточно-Австралийское течение, вероятно, проходило или вдоль побережья Австралии, или в районе Новой Гвинеи, Новой Каледонии, Новой Зеландии, куда проникали из более северных районов триасовые *Owenites*, *Wyomingites*, *Ussurites*, *Leiophyllites*, *Subvishnuites*, *Discoptychites*, *Pinacoceras*, *Tropigastrites*, юрские *Idoceras*, *Primarietites* и меловые *Anagaudrycerases*.

Существование течения Западных Ветров, проходившего на юге океана ($40-50^{\circ}$ с.ш.), доказывается проникновением до берегов Южной Америки аммонитов из Западного Тетиса: юрских *Pseudotoites*, *Indocephalites*, *Himalayites*, *Blanfordiceras*, *Spiticerases* и меловых *Parandiceras*, *Hatchericeras*, *Eubaculites*, *Maorites*, *Neograhamites*.

Перуанское течение, вероятно, способствовало расселению перечисленных выше аммонитов вдоль западного побережья Южной Америки.

Вместе с тем имеются наблюдения, которые не могут быть объяснены океаническими течениями. Это в первую очередь относится

к расселению западнотетических аммонитов к северу (против Калифорнийского течения) и к югу (против Перуанского течения) от Карибии. Такой характер расселения аммонитов может быть объясним миграцией вдоль морских берегов в прибрежных частях океана и в эпиконтинентальных морях, где не сказывается или ослабляется воздействие океанических течений.

ABSTRACT

During Triassic, Jurassic and Cretaceous on the western shore of the Pacific Ocean there took place decrease of epicontinental seas and the expanse of land. In the North America during various time (Early and Late Triassic, Middle and Late Jurassic, the end of Cretaceous) epicontinental Pacific seas spread up to the center of continent. In the South America the ocean flooded only small strip. In Triassic comparatively narrow strait was in Central America and Caribbean which connected the Atlantic and Pacific Oceans. In Jurassic and Cretaceous it extended considerably and surpassed contemporaneous sizes of Caribbean. During Triassic - Early Cretaceous boreal ammonoids penetrated into the ocean up to lat. 40°N, the number of genera sharply decreasing in the south direction. In Triassic the greatest quantity of genera dispersed into the ocean from Eastern Tethys and in Jurassic and Cretaceous their number noticeably reduced. Small quantity of ammonoids penetrated from western Tethys in Triassic but in Jurassic and Cretaceous time maximum number of genera increased. In the north and south directions from equator the number of Tethys ammonoids abruptly decreases. According to generic composition the southern part of the ocean kept apart at the end of Cretaceous. Evidently the North Pacific Stream contributed to migration of ammonoids through the north part of the ocean and prevented movement of boreal genera to the south and Tethys ones - to the north. The north and south equatorial streams allowed ammonoids to penetrate from Caribbean to the shores of Asia, Indonesia and Australia and Equatorial counter-current stream allowed them to penetrate from the Eastern Tethys to Mexico, Caribbean and the South America.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П. и др. 1968. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, т. 3 (триасовый, юрский и меловой периоды). М., Изд. Всес. аэрогеол. треста Мин-ва геологии СССР.
- Браунд Д., Кэмпбелл К., Крук К. 1970. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир".
- Кудрявцев Г.А., Агентов В.Б., Гатинский Ю.Г., Мишина А.В. 1969. Геология Юго-Восточной Азии. Индокитай. - Геология и полезные ископаемые зарубежных стран, вып. 19. Л., "Недра".
- Arkeil W.J. 1956. Jurassic geology of the World. Edinburgh.

- Arkell W.J., Kummel B., Wright C.W. 1957. Treatise on Invertebrate paleontology. Mollusca, 4. Pt. L. Kansas Un. Press. Geol. Soc. Amer.
- Hallam A. 1973. Atlas of palaeobiography. Amsterdam. London, N. Y., Elsevier Scient. Publ. Co.
- Harrington H.J. 1962. Paleogeographic development of South America. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, v. 46, p. 1773-1814.
- Jelletzky J.A. 1971. Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of Western and Arctic Canada illustrated by a detailed study of ammonites. - Geol. Surv. Canada, paper 70-92.
- Imlay R.W., Johns D.L. 1970. Ammonites from the Buchia zones in North-Western California and South-Western Oregon. - Geol. Surv. profess. Paper, N 647-B.
- Khudoley K.M., Meyerhoff A.A. 1971. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. - Mem. Geol. Soc. America, Inc. Mem., 129.
- Kummel B. 1969. New Lower Triassic ammonoids from New Zealand. - N. Z. J. Geol. Geoph., v. 8, N 3.
- Leanza A. 1945. Ammonites del Jurásico superior y del Cretáceo inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. - An. Museo de la Plata, N. serie, Paleontología: Sección A, Paleozoología 6. Moluscos, N 1, La Plata.
- Matsumoto F., Obata J. 1963. A monograph of the Baculitidae from Japan. - Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., ser. D, Geology, v. 13, N 1.
- McCrossan R.G., Glaister R.P. 1966. Geological history of Western Canada. Alberta Soc. Petrol. Geologists.
- McKee E.D. 1959. Paleotectonic maps of the Jurassic system. Washington, U.S. Geol. Surv.
- Renz O. 1971. Die Gattungen Hysterocheras Spath and Mortonicerias Meek (Ammonoidea) aus den Anden Venezuelas. - Eclogae geol. helv., Bd. 64, N 3.
- Silberling N.J., Tozer E.F. 1968. Biostratigraphic classification of the Marine Triassic in North America. - Geol. Soc. America, Spec. paper, N 110.
- Tozer E. 1967. A standard for Triassic time. - Bull. Geol. Surv. Canada, N 156.
- Westermann G.E.G., Riccardi A.C. 1972. Middle Jurassic Ammonoid fauna and biochronology of the Argentine-Chilean Andes. Part I; Hildocerataceae. - Paleontograph., Abt. A, Bd. 140, Lief. 1-3.

Н. А. ЕРЕМЕНКО, А. А. ГЕОДЕКЯН, Л. И. ЛЕБЕДЕВ, Л. Э. ЛЕВИН,
Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, Г. П. ОВАНЕСОВ, В. В. ФЕДЫНСКИЙ

ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ КРУПНЫХ СКОПЛЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ОКРАЙНЫХ И ВНУТРЕННИХ МОРЯХ

Окрайные и внутренние моря с окаймляющей их по периферии суши следует рассматривать как важный резерв для поисков скоплений нефти и газа. В их пределах находится весьма существенная часть общего объема потенциально нефтегазоносной осадочной толщи Земли. Из общего объема осадочной толщи около 400 млн. км³ во внеорогенных областях континентов и Мирового океана в рассматриваемых акваториях залегает 120-130 млн. км³ осадочных пород, или около трети объема всей потенциально нефтегазоносной осадочной толщи Земли. В Мировом океане доля осадочных пород в окраин-

ных и внутренних морях достигает 40–45%, при их общей площади всего лишь около 1% от площади Мирового океана (Menard, 1966; Ронов, Ярошевский, 1968; Хаин и др., 1971, и др.). В данной работе предпринимается попытка дифференциации окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов Земли на различные категории перспективности для поисков крупных скоплений углеводородов. При этом нефтегазопоявления, обнаруженные при глубоководном бурении в котловинах: Сигсби, Венесуэльской, Колумбийской, Алеутской и Япономорской, вызывают предположение о вероятности обнаружения крупных скоплений не только в шельфовых зонах, но и глубоководных областях.

В тектоническом плане окраинные и внутренние моря Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов приурочены к крупным депрессиям в современном рельефе Земли, расположенным либо в пограничной области между платформой и подвижным поясом (типа Восточного Средиземноморья, Мексиканского залива), либо во внутренней области подвижных поясов (типа Тирренского моря, Южно-Фиджийской котловины и др.). В пределах этих депрессий находятся осадочные бассейны, характеризующиеся в подавляющем большинстве случаев гетерогенным строением и различающиеся между собой, наряду с другими показателями, по периоду формирования осадочной толщи.

Для целей сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности бассейны классифицированы здесь по двум признакам – тектонической позиции и возрастному интервалу начала формирования осадочного чехла, подобно тому, как это было выполнено в некоторых предыдущих работах (Еременко, Negi, 1968).

Предлагаемая классификация осадочных бассейнов окраинных и внутренних морей представляет собой дальнейшее развитие идей, высказанных ранее (Еременко и др., 1971; Еременко а. оth., 1973; Левин, 1974).

Осадочные бассейны могут быть подразделены на пять групп: сформировавшиеся на склонах древних платформ – раннепалеозойские;

приуроченные к молодым эпибайкальским и эпигерцинским платформам – преимущественно среднепалеозойские;

возникшие в пределах подвижных поясов на раннеальпийском (киммерийском) этапе – позднепалеозойские – раннемезозойские;

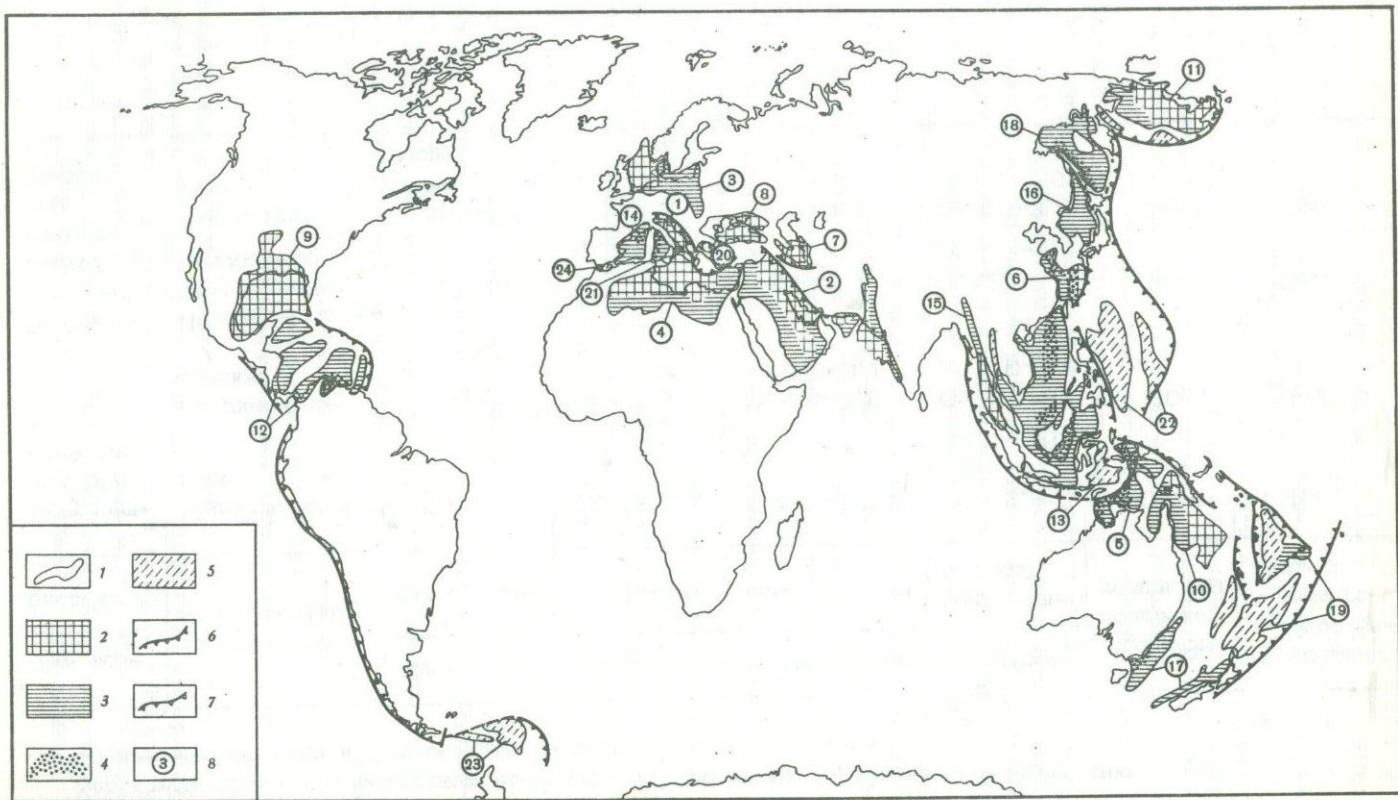
сформировавшиеся в пределах подвижных поясов на позднеальпийском этапе – раннекайнозойские и позднекайнозойские (рис. 1, табл. 1).

Региональная нефтегазоносность осадочной толщи первых четырех групп бассейнов, а также ее уникальные масштабы подтверждаются обнаружением в шельфовых зонах к 1974 г. более 440 из 660 известных морских месторождений. Среди этих 440 месторождений насчитывалось 137 крупных с начальными запасами свыше 70 млн. т нефти (около 50% всех крупных месторождений Земли).

Таблица 1

Характеристика групп осадочных бассейнов, приуроченных к окраинным и внутренним морям Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов Земли

Тип осадочных бассейнов	Группы осадочных бассейнов	Структурные этажи по сейсмическим данным, км/сек				Мощность осадочной толщи, км	Сопряжение с зоной За-варичского-Беньофа
		каледонский	герцинский	киммерийский	позднеальпийский		
Пограничных областей подвижных поясов	Раннепалеозойские	5,4-3,5	5,0-2,8	4,5-2,7	От 2,8 до 2,5-1,6	10-20	Нет
	Среднепалеозойские	6,2-4,8		От 4,5-3,5 до 3,3-3,1	От 4,0-3,0 до 2,0-1,8	20	Нет
Внутренних областей подвижных поясов	Позднепалеозойские - ранне-мезозойские	5,7-4,0		4,6-3,1	От 2,9 до 2,1-1,9	5-15	Есть
	Раннекайнозойские	5,8-5,6 (в Японском море)		4,6-4,2	От 4,9-3,6 до 2,1-1,9	2-15	Есть



В раннепалеозойской и среднепалеозойской группах бассейнов залежи обнаружены по всему разрезу от верхнего палеозоя до кайнозоя, а если иметь в виду результаты бурения на прилегающих платформах (Восточно-Европейской, Африканской), то следует считать установленной промышленную нефтеносность и нижнего палеозоя, прежде всего отложений кембрийского возраста. В позднепалеозойско-раннемезозойской и позднемезозойско-раннекайнозойской группах залежи обнаружены в отложениях юрско-мелового и кайнозойского возраста. В целом распределение залежей по разрезу собственно морских месторождений следующее: в перми - 17, в триасе - 8, в юре-мелу - 58, в кайнозое - 375 (табл. 2).

Бассейны, рассматриваемые в данной работе, образуют протяженные пояса нефтегазонакопления двух основных типов. Первый - краевых впадин, охватывающих бассейны, связанные с окраинными морями, расположенные, как правило, в пограничной области между платформой и подвижным поясом. Второй - внутрискладчатый, объединяющий бассейны внутренних морей, находящиеся в пределах под-

Рис. 1. Схема перспектив обнаружения крупных скоплений углеводородов в окраинных и внутренних морях Средиземноморского и Тихоокеанских подвижных поясов Земли

1 - контуры осадочных бассейнов. *Осадочные бассейны*: 2 - высокоперспективные; 3 - перспективные; 4 - малоперспективные и бесперспективные; 5 - некоторые высокоперспективные участки в пределах перспективных бассейнов. Зоны Заварицкого-Беньюфа; 6 - современные; 7 - древние, 8 - бассейны. *Пояса нефтегазообразования и нефтегазонакопления*. Северо-Средиземноморский краевой пояс в составе раннепалеозойского Северо-Европейского бассейна (3), среднепалеозойских бассейнов - Азово-Черноморского (8) и Южно-Каспийского (7); Южно-Средиземноморский краевой пояс в составе раннепалеозойских бассейнов - Адриатического (1), Восточно-Средиземноморского (4), Персидского залива (2); Тихоокеанский краевой пояс в составе раннепалеозойских бассейнов - Северо-Австралийского (5), Восточно-Китайского (6); среднепалеозойский бассейн Мексиканского залива (9); Средиземноморский внутрискладчатый пояс в составе позднепалеозойско-раннемезозойского Алжиро-Прованского бассейна (14), позднемезозойско-раннекайнозойских бассейнов - Альборанского (24), Тирренского (21), Эгейского (20) и Андаманского (15); Тихоокеанский внутрискладчатый пояс в составе среднепалеозойских бассейнов - Беринговоморского (11), Индосинийско-Яванского (13), Коралловоморского (10), Венесуэльского и Колумбийского (12), позднемезозойских - раннекайнозойских бассейнов - Япономорского (16), Охотоморского (18), Северо- и Южно-Фиджийского (20), Филиппинского (22), Скотия (23)

Таблица 2

Число выявленных месторождений и стратиграфическая приурочен

Возраст продуктивных отложений	Адриатическое	Персидский залив	Северное	Восточное Средиземное море (моря Леванта и Ионическое)	Восточно-Китайское	Каспийское	Черное
Плиоцен	15	-	-	-	-	20	-
Миоцен	1	-	-	2	-	-	-
Палеоген	1	2	5	-	5	-	-
Мел	1	24	13	3	-	-	1
Юра	-	9	7	-	-	-	-
Триас	-	-	7	1	-	-	-
Пермь	-	-	20	-	-	-	-

Примечание: х - единичные залежи.

вижных поясов (Хаин, 1970; Левин, Хаин, 1971; Бакиров, 1973). Выделяются пять поясов: Северо- и Южно-Средиземноморские краевые, Средиземноморский внутрискладчатый, Тихоокеанский краевой и Тихоокеанский внутрискладчатый (см. рис. 1).

Потенциально нефтегазоносная осадочная толща бассейнов часто находится в сопряжении с зонами Заварицкого-Беньофа, либо современными, либо древними, существовавшими на доорогенной стадии развития Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов.

В подобных геотектонических условиях процессы нефтегазообразования могут быть более интенсивными в связи с повышенным тепловым потоком (Hedberg, 1970; Герцен, Ли, 1972; Сорохтин и др., 1974).

Однако было бы опрометчивым утверждать, что все без исключения акватории, входящие в состав Средиземноморского и Тихоокеанского поясов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции, а тем более на всей их площади, обладают перспективностью Северного моря или Персидского залива.

Наиболее сложной является оценка потенциальной перспективности глубоководных котловин, развитых в пределах окраинных и внутренних морей. Еще К. Терпаги (1961) было показано, что в пористых осадках, залегающих под слоем воды, возникают внутриводные давления, которые могут свести к минимуму воздействие на осадок давления уплотнения. При эффективном напряжении σ_0 , равном

ность залежей на шельфах окраинных и внутренних морей

Мексиканский залив	Коралловое	Индонезийско-Яванская обл. (Южно-Китайское, Сулу и другие моря)	Алжиро-Прованская котловина	Андаманское	Японское	Тасманово	Эгейское
-	-	x	-	1	-	-	-
300	3	-	-	2	9	-	4
-	-	5	-	-	-	13	-
20	-	-	2	-	-	x	-
x	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-

(или меньшем) гидростатическому напряжению P_w , создаваемому слоем воды, процессы уплотнения осадков происходить не будут¹.

Для реальных условий в глубоководных котловинах Мирового океана уравнение Терцаги может быть выражено следующим образом:

$$\sigma_0 = q \int_h^{h_2} [\rho_{oc}(1-n) + \rho_w \cdot n - \rho_w] dz, \quad (1)$$

где q - ускорение силы тяжести; h_1 - глубина воды; h_2 - мощность осадочного слоя; n - пористость; ρ_{oc}, ρ_w - соответственно плотности осадка и воды; z - глубина от уровня моря до расчетной горизонтальной поверхности в осадке.

Расчет глубины залегания от дна моря до горизонтальной поверхности, где эффективное напряжение σ_0 имеет положительное значение или, другими словами, внутрипоровое давление оказывается меньше давления уплотнения, был проведен по уравнению (1) для трех различных параметров, характеризующих осадочную толщу, - при $\rho = 1,8; 2,0; 2,3$ г/см³ и пористости n соответственно 50,40,30% (рис. 2).

¹ Расчеты применены при отсутствии резко выраженных процессов диагенеза осадков, приводящих к потере проницаемости отдельными слоями.

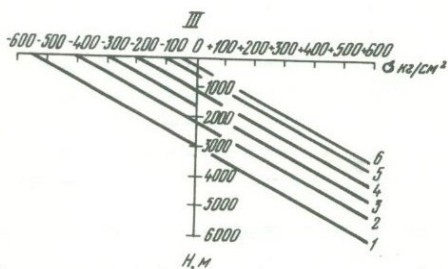
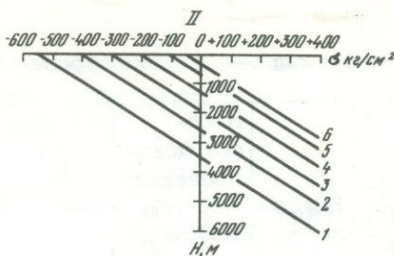
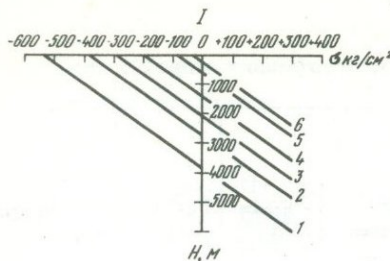


Рис. 2. Теоретическое распределение нормальных напряжений в осадочной толще глубоководных котловин

I - плотность $\rho = 1,8 \text{ г/см}^3$, пористость $n = 50\%$, II - плотность $\rho = 2,0 \text{ г/см}^3$, пористость $n = 40\%$, III - плотность $\rho = 2,3 \text{ г/см}^3$, пористость $n = 30\%$. Глубина моря (в м): I - 5500; 2 - 4000; 3 - 3000; 4 - 2000; 5 - 1000; 6 - 500; H - мощность осадков, м

Соответствие теоретической мощности неуплотненных осадков, действительно имеющейся в глубоководных котловинах окраинных и внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов Земли, можно проверить сопоставлением с данными сейсмических исследований (табл. 3). Правомомерность подобного сопоставления определяется реально установленными скоростями сейсмических волн в 2,1–2,3 км/сек, характеризующими неуплотненные осадки. При этом основным результатом, влияющим на увеличение скорости, является уменьшение до 10–15% водонасыщенности океанических осадков и их уплотнение до 2,1–2,4 г/см² (Лебедев и др., 1973).

В итоге сопоставления обнаруживаются некоторые важные особенности строения осадочной толщи, в том числе превышение в одних глубоководных котловинах минимум на несколько километров суммарной мощности осадочной толщи над минимально необходимой для начала процессов уплотнения; в других котловинах, напротив, суммарная мощность осадочной толщи оказывается недостаточной для создания положительного эффективного напряжения или в крайнем случае оказывается ей равной. В котловинах каждой из выделенных четырех групп морей характер соотношения оказывается приблизительно идентичным, тогда как между группами в целом преобладают черты различия.

Выяснение этих соотношений оказывается важным для определения эффективной для процессов нефтегазообразования и нефтегазона-

копления мощности осадочной толщи. Это дает возможность предпринять попытку обоснования сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваториальных частей всех четырех групп осадочных депрессий.

Для глубоководных котловин в бассейнах раннепалеозойской группы (Левантийской в Восточном Средиземноморье и в Восточно-Китайском море) устанавливается удовлетворительное соответствие между расчетной мощностью неуплотненных осадков и результатами сейсмических исследований.

В среднепалеозойской группе бассейнов мощность неуплотненных осадков идентична мощности горизонта со скоростями до 2,2 км/сек только в случае котловины Сигсби (Мексиканский залив). Это свидетельствует об устойчивом прогибании в районе этой котловины на заключительном этапе ее эволюции и подтверждается бурением, вскрывшим здесь глубоководные отложения поздне мелового возраста.

В Коралломорском бассейне расчетная мощность неуплотненных осадков приблизительно на 1 км больше мощности горизонта со скоростью до 2,2 км/сек, что вызвано относительно поздним возникновением Коралломорской котловины; оформившейся, по данным бурения (рейс 21, "Гломар Челленджер"), в качестве глубоководной лишь в неогене.

Таким образом, эффективная мощность осадочной толщи в рассматриваемой группе бассейнов оказывается всего лишь на 1-2 км менее ее суммарной мощности, а присутствие в разрезе глубоководных котловин формаций мелководно-морского происхождения устанавливается по меньшей мере двумя независимыми методами - теоретическими расчетами и бурением.

В позднепалеозойско-раннемезозойской группе бассейнов расчетная мощность слоя неуплотненных осадков в каждом из бассейнов превышает в полтора-два раза мощность горизонта со скоростями продольных волн до 2,2 км/сек, что также свидетельствует об относительно недавнем возникновении глубоководных котловин. Алжиро-Прованская котловина возникла на рубеже миоцена и плиоцена. Алеутская котловина в Беринговом море существовала в миоцене, а Венецуэльская и Колумбийская котловины формировались в качестве глубоководных относительно долго, начиная с раннего мела. Современные очертания глубоководной области в Карибском море оформились лишь в плиоцене (15 и 19-й рейсы судна "Гломар Челленджер").

В раннекайнозойской группе бассейнов соотношения между расчетными и сейсмическими данными неоднозначны в различных акваториях. Расчетная мощность слоя неуплотненных осадков в глубоководных котловинах Тирренского и Японского морей оказывается несколько более мощности горизонтов со скоростями до 2,2 км/сек. Данные бурения обнаруживают, что глубоководная Тирренская котловина возникла в плиоцене, а Япономорская, видимо, в начале миоцена (рейсы 13, 30-й, "Гломар Челленджер").

Таблица 3

Основные параметры потенциальной нефтегазоносной толщи окраинных и

Типы осадочных бассейнов	Группы осадочных бассейнов	Окраинные и внутренние моря	Суммарная максимальная мощность осадочно-вулканогенной толщи, по сейсмическим данным, км (до 5-5,5 км/сек)	Мощность осадочной толщи со скоростями от 1,8 до 2,3 км/сек, км
Пограничных областей между платформой и подвижным поясом	Склонов древних платформ раннепалеозойская	Северное море (Северо-Европейская область прогибания)	15	0,6-0,8
		Адриатическое Леванта и Ионическое	15 18-20	- 2,0-2,7
		Персидский залив	15	-
		Арафурское и Тиморское (Северо-Австралийская область прогибания)	10-12	-
		Восточно-Китайское	2,8	0,6-1,7
	Склонов молодых платформ - среднепалеозойская - раннемезозойская	Черное (Азово-Черноморская область прогибания)	12-14	1-2
		Каспийское	20-22	-
		Коралловое	10-15	2
		Мексиканский залив	12	2,1-2,7
		Внутренних областей подвижных поясов	Позднепалеозойская - раннемезозойская	Алжиро-Прованская котловина
Берингово	8-10			1,5-2,2
Южно-Китайское, Сулу и др. (Индосинийско-Яванская область прогибания)	От 1,0-15			1,3-3,1
Карибское	От 2,0-10			1,1-2,7
Позднемезозойская - раннекайнозойская	Тирренское		5-10	0,1-1,0
	Эгейское		2	-
	Андаманское		5-15	-
	Охотское		2-7,5	1-2
	Японское		От 2-10	1-1,9
Позднекайнозойская	Тасманово		2-5	2-3,5
	Филиппинское	1-2	2	
	Фиджи	2	1-1,2	
	Скотия	2	1,1-1,8	
	Альборанское	2	-	

внутренних морей Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов Земли

Расчетная мощность неуплотненных и слабоуплотненных осадков в глубоководных котловинах, км	Основные параметры потенциальной нефтегазоносной толщи		
	Среднезвешенная мощность, км	Стратиграфический диапазон осадочной толщи	Стратиграфическое положение залежей в морских месторождениях
-	4,3	Фанерозой	Пермь, триас, юра, мел, палеоген
0,5-0,7	5,5	"	Мел, палеоген, миоцен, плиоцен
2,1-3,6	3,0	"	Триас, мел, миоцен
-	5,0	"	Юра, мел, миоцен
-	2,9	"	-
0,5-1,4	1,0	"	Миоцен
0,5-1,4	4,7	Средний кайнозой	Мел, палеоген
0,3-0,4	8,3	"	Плиоцен
2,1-2,8	3,7	"	Миоцен
1,6-2,8	4,2	"	Мел, миоцен - плиоцен
1,0-1,4	1,6	Поздний палеозой	Мел, палеоген
1,6-2,8	3,0	"	-
2,1-3,6	1,8	"	Палеоген, миоцен-плиоцен
2,1-3,6	2,7	"	Мел, палеоген-плиоцен
1,0-2,1	0,3	"	-
0,5-1,4	0,5	Поздний мезозой - кайнозой	Миоцен
1,6-2,8	3,1	"	"
1,0-2,1	1,0	"	-
1,6-2,1	1,3	"	Миоцен - плиоцен
2,1-3,6	1,2	"	Мел - палеоген
2,9-3,9	0,2	Поздний кайнозой	-
-	0,7	"	-
1,6-2,1	0,07	"	-
0,5-1,4	0,7	"	-

Для данной группы осадочных бассейнов, а также бассейнов позднекайнозойской группы характерно довольно близкое соответствие расчетной мощности уплотненных осадков в глубоководных котловинах фактически выявленной сейсмическими работами. По крайней мере в случае глубоководных котловин морей Эгейского (?), Японского, Тасманова, Филлипинского, Фиджи, Скотия и Альборанского на долю уплотненных осадков, в разрезе которых могут быть покрышки для скоплений углеводородов, приходится не более 0,5 км от общей мощности осадочного чехла (см. табл. 3). Это, естественно, снижает в них возможный диапазон нефтегазоносности по разрезу.

Черты различия между группами бассейнов наиболее отчетливо проявляются в количественных характеристиках темпа седиментации.

Многочисленные попытки оценки потенциальных ресурсов нефти и газа в зависимости от суммарного объема осадочной толщи не могут быть признаны полностью правомерными (Weeks, 1958; Hendriks, 1965; Jou, 1967, и др.). Даже при самой приближенной оценке необходимо использовать совместно два показателя — суммарный объем осадочной толщи и темп седиментации, отраженный в средневзвешенной по площади мощности осадочной толщи. Для рассматриваемых депрессий определение этих показателей было проведено на основе карт мощностей интегрированием элементарных объемов по формуле:

$$V = \iint_{xy} f(x, y) dx dy, \quad (2)$$

где $f(x, y)$ — мощность осадочной толщи; $dx dy$ — элементы площади в прямоугольных координатах.

Объемы осадочной толщи и средневзвешенная мощность не всегда находятся в прямом соответствии между собой (рис. 3).

Для сравнительной оценки перспектив поисков крупных скоплений углеводородов в глубоководных котловинах окраинных и внутренних морей важны значения средневзвешенной мощности в известных уникальных регионах нефтегазоаккумуляции — Североморском, Южно-Каспийском, Персидского залива и Мексиканском, где они колеблются от 4,2 (Мексиканский залив) до 8,3 км (Южный Каспий). Однако месторождения в шельфовых зонах и нефтегазопроявления в глубоководных котловинах были обнаружены и в диапазоне изменения средневзвешенной мощности осадочной толщи от 3,1 до 0,5 км.

Элементы сходства в условиях нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции наиболее отчетливы для первых трех групп бассейнов. Все они вне зависимости от геоморфологической характеристики акваторий (котловинные или шельфовые) обладают субокеаническим типом земной коры с мощным осадочным и утоненным или отсутствующим на значительной площади гранито-гнейсовым слоем. Сходство проявляется также в упругих свойствах структурных этажей, выделяемых по сейсмическим данным. Разрез слагают преимущественно платформенные и орогенные формации континентального и

мелководно-морского происхождения не только на шельфе, но и в части современных глубоководных котловин, по крайней мере до отложений различных отрезков кайнозойской эры и лишь иногда до верхнемеловой эпохи. Только в самых верхних горизонтах чехла появляются осадки глубоководного генезиса.

Для целей сравнительного анализа перспектив нефтегазоносности групп бассейнов и каждого из них в отдельности кроме сходства важное значение имеют черты различия, которые определяются: периодом формирования осадочной толщи; набором структурных этажей; соотношением между эффективной и общей мощностью осадочной толщи в глубоководных котловинах; стратиграфическим диапазоном установленной и предполагаемой нефтегазоносности. В этом плане наиболее резко отличны бассейны позднемезозойско-раннекайнозой-

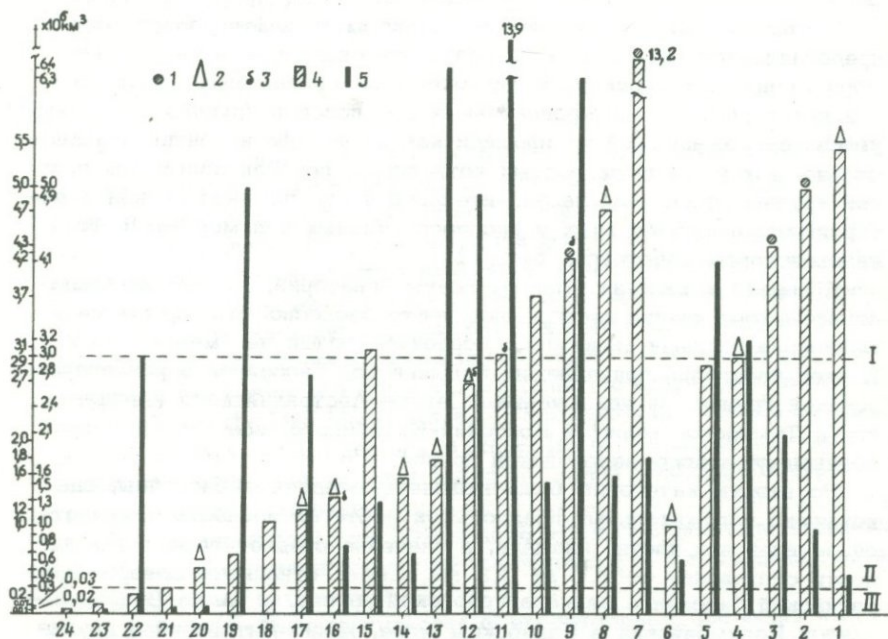


Рис. 3. График соотношения между объемами (в км³) и средневзвешенной мощностью (в км) осадочной толщи в окраинных и внутренних морях Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов

1 - наличие крупных и уникальных скоплений нефти и газа; 2 - промышленные месторождения нефти и газа; 3 - нефтегазопроявления в глубоководных котловинах; 4 - средневзвешенная мощность осадочной толщи; 5 - объем осадочной толщи. Цифрами (1 - 24) на графике обозначены бассейны, названия которых приведены в подписи к рис. 1

I - бассейны высокоперспективные; II - перспективные; III - мало-перспективные

ской и позднекайнозойской групп. Прежде всего часть глубоководных котловин в этих бассейнах обладает по существу не субокеаническим, а океаническим типом земной коры. Это характерно для морей Альборанского, Тасманова, Филиппинского, Фиджи и Скотия. Соответственно котловины относятся скорее всего к категории современных геосинклиналей. Уплотненные осадки в разрезе этих котловин практически отсутствуют, и оптимальную зону нефтегазообразования выделить не удастся. В глубоководных котловинах остальных морей этих двух групп бассейнов, за исключением Курильской в Скотском море, их мощность также весьма сокращена. На шельфах Тирренского, Эгейского, Андаманского, Охотского, Японского и Тасманова морей осадочную толщу слагают главным образом терригенные формации, содержащие горизонты гранулярных коллекторов как обломочного, так и осадочно-вулканогенного генезиса.

С учетом всех рассмотренных предпосылок нефтегазоносности представляется возможным подразделить окраинные и внутренние моря Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов на три категории: высокоперспективных для поисков крупных скоплений углеводородов на всей их площади как на шельфе и континентальном склоне, так и в глубоководных котловинах; перспективных для поисков крупных скоплений на значительной части площади данной акватории; малоперспективных и бесперспективных для морских нефтегазопроисковых работ (см. рис. 1).

К первой категории были отнесены акватории, характеризующиеся всем комплексом предпосылок нефтегазоносности и средневзвешенной по площади мощностью осадочной толщи не менее 3,0 км. К этой категории принадлежит большинство бассейнов в раннепалеозойской группе, за исключением Северо-Австралийского (Арафурское и Тиморское моря) и Восточно-Китайского, все бассейны в позднепалеозойско-мезозойской группе.

Во вторую категорию были включены осадочные бассейны, где комплекс положительных предпосылок нефтегазоносности отмечается на всей или части площади, а значение средневзвешенной мощности составляет от 3,0 до 0,3 км. Сюда относятся Северо-Австралийский бассейн в раннекайнозойской группе, а также Венесуэльский и Колумбийский в Карибском море, Южно-Китайский и другие в Индосинийско-Яванской области прогибания, Алжиро-Прованский в Средиземном море. В раннекайнозойской группе к данной категории отнесены Охотоморский, Япономорский, Тасмановоморский, Южно-Фиджийский, Эгейский и Тирренский бассейны.

В качестве малоперспективных и бесперспективных рассматриваются осадочные бассейны, приуроченные к морям Филиппинскому, Скотия и Альборанскому, возникшие в самом позднем кайнозое. Значения средневзвешенной мощности уплотненных осадков в этих бассейнах составляют от 0,2 до 0,01 км, что само по себе свидетельствует о практически полном отсутствии благоприятных для нефтегазонакопления предпосылок.

Естественно, что эта дифференциация относительна и весьма ориентировочна. В этой связи следует проведенный анализ рассматривать всего лишь как попытку качественного решения поставленной проблемы и продолжать исследования, направленные на уточнение полученного решения, в том числе по взаимосвязям между упругими характеристиками осадочной толщи и мощностью неуплотненных осадков, распределению неуплотненных осадков по площади и изменениями их мощности.

Принципиальное значение приобретают геохимические условия преобразования органического вещества в осадочных бассейнах, выяснение условий начального процесса образования углеводородов нефтяного ряда и оптимальных условий, необходимых для широкого развития этого процесса (Геодакян и др., 1972). Таким образом, при нефтегеологическом районировании, наряду с рассмотренными в данной статье факторами, имеют важное значение геохимические факторы, контролирующие распределение нефтегазопроизводящих толщ в разрезе осадочного бассейна.

ABSTRACT

Marginal and internal seas of the Pacific and Mediterranean mobile belts are associated with two main types of depressions – marginal and inner-orogenic ones. Sedimentary basins containing strata of different age are located inside the said depressions. Five groups of basins had been differentiated with the aim of comparative estimation of their petroleum potential. They are: Early Paleozoic basins formed on the ancient platform slopes; basins of young platforms, or, most often, Middle Paleozoic; Late Paleozoic–Early Mesozoic ones, formed in the orogenic belts during the Kimmerian stage and basins of Early and Late Cenozoic age, formed in the orogenic belts on the late Alpine stage. An estimation of effective strains depending on physical and geological properties of sediments and water thickness has been made for appreciation of optimal conditions of cap rock formation in deep sea basins.

The above mentioned made it possible to determine a minimum thickness of sedimentary strata necessary for the beginning of the sediment compaction in idealized environment.

A correlation between thickness of unconsolidated sediments with velocities 2,1–2,3 km/sec in deep sea basins calculated theoretically and seismic data in some cases is high, in other cases disparity of these indices depends on peculiarities of geological development of each basin. It was proved that in a number of deep sea depressions (Fiji, Tasman, Scotia, Alboran) the thickness of consolidated sediments is less than 0,5 km while the calculated thickness of unconsolidated sediments is equal to the real one. Consequently oil and gas prospects decrease for such basins.

Quantitative features of total sedimentary volume and average weighted thickness were identified for the full estimation of oil and gas pro-

spects. By all features three groups of basins according to their prospects are distinguished: basins with high prospects; prospective basins; low prospect basins.

The first group includes basins with a full set of positive indications for oil and gas and average weighted thickness of sedimentary cover of about 3.0 km and even more (North-Australian, East Chinese, Bering Sea). The second one includes basins with a number of positive indications covering all areas of the part of it and the sedimentary thickness from 3.0 to 0.3 km (Venezuelian, Columbian, basins of the Okhotsk and Japanese seas and oth.).

The third group includes basins with the average weighted thickness of sediments less than 0.2 km.

ЛИТЕРАТУРА

- Бакиров А.А. 1973. Геологические основы прогнозирования нефтегазоносности недр. М., "Недра".
- Геодекян А.А., Троцук В.Я., Ульмишек Г.Ф. 1972. Геолого-геохимические аспекты оценки перспектив нефтегазоносности акваторий. - Сов. геология, № 10.
- Герцен Р.П. фон, Ли У.Х.К. 1972. Тепловой поток в океанических областях. - В кн. "Земная кора и верхняя мантия". М., "Мир".
- Еременко Н.А., Алиханов Э.Н., Ахмедов А.П. и др. Перспективы нефтегазоносности шельфов морей СССР. - В кн. "Геологические и технические аспекты разведки на нефть и газ в условиях континентальных шельфов". М., Национальный комитет советских геологов.
- Лебедев Т.С., Шаповал В.И., Корчин В.А. 1973. Экспериментальные исследования физических свойств осадков океанического дна при различных давлениях. - В кн. "Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов". М., "Наука".
- Левин Л.Э. 1974. Вопросы тектонической классификации впадин окраинных и внутренних морей в связи с проблемой их нефтегазоносности. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 49, № 5.
- Левин Л.Э., Хаин В.Е. 1971. Тектонические предпосылки и особенности нефтегазоаккумуляции в осадочной толще Мирового океана. - Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Ронов А.Б. Ярошевский А.А. 1968. Химическое строение земной коры. - Геохимия, № 11.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А., Федынский В.В. 1974. Динамика литосферных плит и происхождение месторождений нефти. - Докл. АН СССР, т. 214, № 6.
- Терзаги К. 1961. Теория механики грунтов. М., Гостоптехиздат.
- Хаин В.Е. 1970. Главные пояса нефтегазообразования Земли. - Вест. МГУ, геол., № 1.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И. 1971. Объем осадочной толщи и прогнозные запасы углеводородов в системе впадин Мирового океана. - Докл. АН СССР, т. 200, № 5.
- Eremenko N.A., Negi B.S. 1968. A Guide to the tectonic map of India. M 1 : 2 000 000. Publ. by the Oil and Natural Gas Comp., Dehra Dun, India.

- Еременко Н.А., Лебедев Л.И., Маловитский Я. П. 1973. Geologic structure and oil and gas prospects of USSR continental shelf. — Bull. AAPG, 57, N 2.
- Hedberg H.D. 1970. Continental margins from viewpoint of the petroleum geologist. — Bull. AAPG, N 1.
- Hendricks T.A. 1965. Resources of oil, gas and N.G.L. in the USA and the world. — Geol. Surv. Circ., N 522.
- Jou D.C. 1967. The significance of World Petroleum reserves. — Proc. Seventh World Petrol. Congr.
- Menard H.W. 1966. Small ocean basins and continental growth. — Trans. Amer. Geophys. Union, v. 47, N 1.
- Weeks L.G. 1958. Fuel reserves of the future. — Bull. AAPG, v. 42, p. 431–438.

Э. Н. АЛИХАНОВ, З. А. БУНИАТ-ЗАДЕ

ГЕОЛОГИЯ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДНА КАСПИЙСКОГО МОРЯ

В настоящее время совершенно очевидно, что дальнейшее увеличение добычи минерального сырья, в частности нефти и природного газа, на нашей планете связано с выявлением и вводом в разработку новых крупных морских месторождений. В связи с этим возрастают темпы поисково-разведочных работ в пределах морей и океанов, что позволяет существенно уточнить наши представления о развитии отдельных регионов планеты. Особенно значителен вклад в изучение шельфовых зон морей и океанов, что связано с резко возросшей ролью в последние 15–25 лет разведки и добычи нефти и газа в пределах морских акваторий. Уже теперь морская нефтегазодобыча составляет около 20% нефти и 15% газа от общей мировой добычи.

Шельфовые зоны и материковые склоны, представляя собой обрамления континентов, по геологическому строению и истории развития часто сходны с соседней сушей, откуда нередко протягиваются к ним целые структурные зоны (Алиханов и др., 1971; Еременко, Алиханов и др., 1971). Это особенно важно для внутриматериковых акваторий, например для Каспийского моря, представляющего крупнейший замкнутый водоем, недра которого чрезвычайно богаты полезными ископаемыми.

Каспийское море почти со всех сторон окружено известными нефтегазоносными регионами (Азербайджан, Западная Туркмения, Мангышлак, Эмба, Дагестан, Калмыкия, Северный Иран).

Современный Каспий представляет собой уникальный внутриконтинентальный бассейн, характеризующийся своеобразными геотектоническими и литофациальными особенностями и связанными с ними большими перспективами нефтегазоносности. Строение дна Каспийского моря с различной степенью детальности изучено

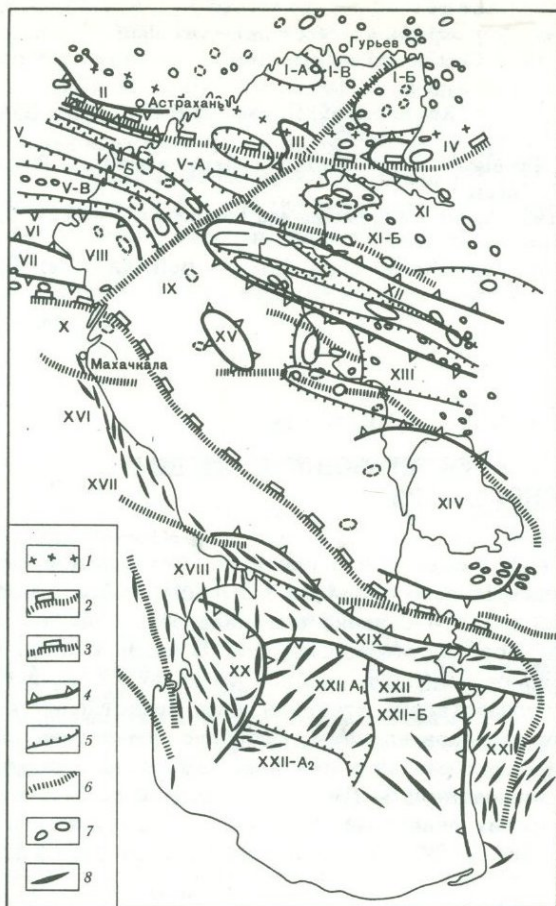


Рис. 1. Тектоническая схема Каспийского моря

1 - граница распространения солянокупольной тектоники; 2 - граница докембрийской и эпигерцинской платформ; 3 - граница эпигерцинской платформы и альпийской геосинклинали; 4 - контуры крупных тектонических элементов; 5 - контуры более мелких тектонических элементов; 6 - глубинные разломы; 7 - локальные поднятия платформ; 8 - локальные поднятия геосинклинальной области

Цифры на схеме: 1 - область солянокупольных структур (1-A - Трехбратгинское поднятие, 1-B - Шабурбалинское поднятие, 1-B - Пешинский прогиб); II - Астраханское сводовое поднятие; III - Северо-Каспийское сводовое поднятие; IV - Южно-Эмбенское сводовое поднятие; V - Кряж Карпинского; V-A - Михайловско-Полдневская антиклинальная зона; V-B - Цубукско-Промысловская антиклинальная зона; V-Г - Северо-Кулалинский вал; VI - Восточно-Маньчский прогиб; VII - Прикумский сложный вал; VIII - Прикумско-Северо-Тюленевс-

геолого-геофизическими методами (гравиметрическим, магнитометрическим, частично электроразведочным и в основном сейсморазведочным). Эти работы особенно широко проведены на Южном Каспии. Здесь к тому же пробурено большое количество разведочных, структурно-поисковых и картировочных скважин (особенно в пределах Апшеронского и Бакинского архипелагов). По результатам проведенных работ (бурения и сейсморазведки) построены структурные карты по отдельным площадям для значительной части Южно-Каспийской впадины.

Каспийское море, представляя в современной структуре земной коры крупную внутриконтинентальную депрессию меридионального направления, имеет гетерогенное строение, занимая с севера на юг участки южной окраинной части докембрийской Русской платформы, Скифско-Туранской эпигерцинской платформы и Альпийской геосинклинальной области. Русская платформа южной частью охватывает Северный Каспий, эпигерцинская платформа включает в себя Средний Каспий (без крайней юго-западной части), а альпийская геосинклинальная область включает всю Южно-Каспийскую впадину и юго-западную часть Среднего Каспия. Границы между этими тремя основными тектоническими элементами устанавливаются по геофизическим данным, и им отвечают зоны глубинных разломов (рис. 1). Каждый из этих регионов характеризуется особенностями геологического строения, типичными для соседней суши. В пределах Каспийского моря по геотектоническим, литолого-стратиграфическим, термодинамическим и другим особенностям нами выделяются две нефтегазоносные провинции: платформенная и геосинклинальная. В пределах указанных провинций выделяется ряд промышленно-нефтегазоносных и перспективно-нефтегазоносных зон (Алиханов, 1965).

Северная акваториальная область представляет южную оконечность докембрийской Русской платформы (Прикаспийской синеклизы), где по геофизическим данным выделен ряд глубинных разломов и

Окончание подписи к рис. 1.

кая зона поднятий; IX - Восточно-Тюленевский прогиб; X - Терско-Каспийский передовой прогиб; XI - Северо-Устьюртско-Мангышлакская зона прогибов и поднятий; XI-A - Бузачинское поднятие; XI-B - Южно-Бузачинский прогиб; XII - Центральное-Мангышлакско-Устьюртская зона поднятий и прогибов; XIII - Южно-Мангышлакско-Устьюртская зона прогибов и поднятий; XIV - Карабогазгольский свод; XV - Центральное-Каспийский свод; XVI - Предгорный Дагестан; XVII - Прикаспийско-Кубинская область; XVIII - Юго-Восточное окончание Большого Кавказа; XIX - Апшероно-Прибалханская зона поднятий; XX - Бакинский архипелаг; XXI - Западно-Туркменская впадина; XXII - Южно-Каспийская впадина; XXII-A₁ - подзона поперечной складчатости; XXII-A₂ - подзона широтной складчатости; XXII-B - зона Туркменского шельфа

региональных разрывов, наиболее значительным из которых является Аграханско-Гурьевский разлом, пересекающий Северный и Средний Каспий. С юга область Русской платформы окаймляется поднятиями, выраженными крупными максимумами силы тяжести. Непосредственно на акватории располагается Северо-Каспийское валообразное поднятие, осложненное локальными структурами (Северо-Каспийская, Маяковская и Июльская). Частично в море заходят и расположенные на суше Южно-Эмбенское (с востока) и Астраханское (с северо-запада) краевые поднятия.

Кроме того, в пределах рассматриваемой акватории по геофизическим данным выделено около двух десятков солянокупольных структур, установлено погружение к югу соленосной толщи кунгура и соответственно суше выделены прибортовые антиклинали (Комсомольская, Восточно-Комсомольская, Гамбурцевская и др.), более тяготеющие по своей морфологии к типичным платформенным структурам, но характеризующиеся глубоко погруженным соляным ядром.

В Северном Каспии поверхность докембрийского фундамента залегает примерно на глубине 5-6 км. Здесь определенный интерес в отношении нефтегазоносности имеют отложения пермо-триаса, юры и мела.

Граница между докембрийской Русской платформой и эпигерцинской Скифско-Туранской платформой проходит южнее отмеченной выше зоны поднятий по глубинному разлому, по которому контактируют платформенные и геосинклинальные толщи палеозоя, различающиеся по фациальному облику и степени дислоцированности.

Центральная акваториальная область эпигерцинской платформы представляет собой часть Скифско-Туранской платформы и характеризуется развитием ряда зон поднятий, крупных кряжей и сводов и разделяющих их прогибов, а также глубинных разломов и региональных разрывов (Маловицкий, 1967). На севере эпигерцинская платформа охватывает зону внешних приграничных впадин (Бахтемирский, Укатченский и Северо-Устьюртский прогибы). Южнее протягивается приподнятая зона кряж Карпинского - Северный Бузачи. Еще южнее протягивается Маньчско-Мангышлакская зона значительного пермо-триасового погружения, охватывающая на западе Восточно-Маньчский прогиб, а на востоке, в районе п-ова Мангышлак, - Южно-Бузачинский и Южно-Мангышлакский прогибы, разделенные Центрально-Мангышлакской системой поднятий. На западе в эту зону погружения входит восточное продолжение Прикумского вала, завершающегося на акватории Прикумско-Северо-Тюленевской зоной поднятий. На юго-востоке эпигерцинская платформа охватывает Карабогаз-Среднекаспийскую тектоническую зону, где кристаллический фундамент высоко приподнят.

Эти тектонические элементы разнородны и отличаются по строению фундамента и осадочного покрова. В их разрезах выделяется ряд структурных этажей и подэтажей, отделяющихся друг от друга резкими угловыми несогласиями. Выделяют нижний (докембрийский и нижнепалеозойский) и верхний (верхнепалеозойский) подэтажи

фундамента, промежуточный комплекс (пермо-триас) и платформенный осадочный этаж (юра и выше).

Наиболее высокими перспективами нефтегазоносности характеризуется морское продолжение Мангышлакского п-ова. Здесь, в средней части очень крупной Узеньской тектонической ступени, выявлены промышленные нефтегазовые залежи, связанные с комплексом отложений от юры до палеогена, регионально погружающихся на юго-западе под воды Каспия. Обнаруженные на суше промышленные скопления нефти и газа и многочисленные их проявления в мезозойских отложениях говорят в пользу перспективности в прибрежной полосе юрских и меловых отложений. В Прикарабогазгольской зоне наибольший интерес представляет крупный Карабогазгольский свод, значительная западная часть которого находится в море. Перспективы на нефть и газ в морской части представляют юрские и меловые отложения между Краснодарским п-ом и мысом Токмак.

В пределах западной части Каспия интерес представляют Притеречная и Дагестанская зоны. Притеречная зона прилегает к устью р. Терек и Терскому заливу и перспективна для обнаружения залежей нефти и газа в юрских и меловых отложениях. К Дагестанской зоне, расположенной южнее Притеречной зоны и охватывающей морское побережье Дагестана, прилегает обширная Терско-Сулакская низменность, постепенно раскрывающаяся и углубляющаяся в сторону моря. Данные по нефтегазоносным площадям суши (Темиргоевская, Бабаюртская и др.) позволяют считать, что в пределах морской части перспективными на нефть и газ являются отложения чокракского и караганского возраста.

С юга и юго-запада эпигерцинская платформа ограничена Терско-Каспийским передовым прогибом. Граница между эпигерцинской платформой и альпийской геосинклинальной областью проходит по Кубадаг-Аграханскому глубинному разлому, где геофизическими исследованиями установлены Кубадаг-Аграханская зона гравитационной ступени и цепочка интенсивных магнитных максимумов.

Большой объем региональных и детальных геофизических, геоморфологических исследований и глубокого поисково-разведочного и структурно-картировочного бурения позволил провести всестороннее изучение геологического строения Южно-Каспийской впадины (Алиханов, 1964, 1965, 1966; Геодекян, 1968; Мелик-Пашаев, 1969). Последняя сложена в основном палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями (подстилающие мезозойские отложения обнажаются или достигнуты бурением в далеких краевых участках впадины).

Палеогеновые отложения представлены часто мощными толщами глин, иногда с прослоями мергелей и песчаников и местами (олигоцен) битуминозных сланцев. Общая мощность палеогеновых отложений достигает 100-200 м; эоценовых - 500-750 м, олигоценовых и нижнемиоценовых (майкопская свита) - 300-1000 м и более.

Средне- и верхнемиоценовые отложения (чокракский горизонт и диагомвая свита) представлены однообразной толщей глин, глинистых сланцев, внизу с прослоями мергелей; общая мощность их достигает 400-1000 м и более.

Плиоценовые отложения имеют мощное развитие в пределах Южно-Каспийской впадины. Суммарная мощность плиоценовых отложений достигает здесь 5-6 км и более. Нижнеплиоценовые отложения (понтический ярус) представлены чаще глинистыми породами, местами появляются песчаные глины. По направлению к центральной части Южно-Каспийской впадины понтический ярус становится все более глинистым; общая мощность яруса обычно 100-300 м.

Среднеплиоценовые отложения (продуктивная толща, на востоке впадины называемая красноцветной) имеют широкое распространение и представлены мощным песчаным комплексом, равного которому нет во всем мезо-кайнозойском разрезе Кавказа. Наиболее песчаной частью продуктивной толщи мощностью до 4 км и более является ее середина. К верхам продуктивной толщи увеличивается количество алевритовых и глинистых прослоев и разрез в целом обогащается глинистыми отложениями. В нижней части продуктивной толщи также увеличивается количество глин, и здесь они сосредотачиваются в целые глинистые комплексы, между которыми залегают песчаные пачки. Мощная продуктивная (красноцветная) толща является великолепным резервуаром для скопления нефти и газа во всей Южно-Каспийской впадине.

Верхнеплиоценовые отложения (акчагыльский и апшеронский ярусы) представлены глинами, внизу (акчагыл) типично глубоководными, а сверху (апшерон) - мелководными отложениями, среди которых часто залегают раковинные известняки, пески, алевриты. Мощность верхнеплиоценовых отложений достигает 350-1000 м и более.

Четвертичные отложения, представленные обычно песками, глинистыми песками, известняками, супесями и т.д., имеют мощность от нескольких метров или десятков метров в бортовых участках до 1 км и более в центральных участках впадины.

Южно-Каспийская впадина представляет собой область мощного альпийского прогибания земной коры, охватывающую как самую впадину в современном виде, так и прилегающие депрессии. В ней выделяется ряд крупных областей - Апшеронский порог, связывающий Апшеронскую область на западе и Прибалханскую антиклинальную зону на востоке, обширная межгорная впадина, охватывающая основную часть Южного Каспия, и т.д.

Глубинное строение впадины неоднородное. Границы "гранитного" и "базальтового" слоев характеризуются сложными структурными взаимоотношениями. К центральной части впадины происходят утонение и практически полное выклинивание "гранитного" слоя. Мощность осадочных отложений превышает здесь 20 км, причем главным образом за счет более молодых кайнозойских отложений (10-16 км). Поверхность Мохововича в центральной части впадины находится на глубинах 40-50 км.

Прибортовое окаймление Южно-Каспийской впадины представляет ее внешнюю, приближенную к складчатому горному обрамлению часть, которая в виде широкой полосы окаймляет внутреннюю область. Для нее характерно широкое развитие резко выраженных структур (амплитуды 1-3 км), осложненных многочисленными дизъюнктивными нарушениями, диапиризмом и грязевым вулканизмом. Внутренняя область Южно-Каспийской впадины существенно отличается по геотектоническим особенностям от прибортового окаймления. Это область максимальных прогибаний, по крайней мере в плиоцен-четвертичное время. Кровля продуктивно-красноцветной голши здесь погружена на 3-4 и даже 5-6 км. Мощности четвертичных отложений превышают 1,5-2 км. Здесь выделены локальные структурные формы и на востоке валообразные поднятия до 50-60 км длиной и 20-30 км шириной.

Сейсмические исследования свидетельствуют о резком различии глубинного строения разных участков Южно-Каспийской впадины. К юго-востоку от Апшеронского полуострова располагаются самые глубокие прогибы как по подошве земной коры, так и по подошве осадочного чехла. Во внутренней части впадины происходит переплетение разнонаправленных складчатых линий. Такая мозаика в размещении структур разного простираия, видимо, объясняется неоднородностью и неравномерным развитием разных частей Южно-Каспийской впадины во времени (рис. 2).

В пределах западной и глубоководной частей Южного Каспия в отложениях плиоцен-антропогенного комплекса выделяются складчатые зоны разного направления. Так, юго-восточное простираие характерно для зон складчатости Бакинского архипелага; складчатость поперечного северо-восточного и широтного направлений развита в основном в глубоководной части моря. Меридиональная складчатость носит подчиненный характер и связана с поворотом на юг складок юго-восточного направления. Отдельные складки меридионального направления имеются в краевой западной зоне глубоководной части впадины. Складки северо-восточного направления на севере и северо-востоке резко обрываются в зоне Сангачал-Огурчинского глубинного разлома, не доходя до Апшеронского порога.

Тектоника рассматриваемой области по плиоцен-антропогенным отложениям показывает, что некоторые складки развиваются и в настоящее время, а рост погребенных поднятий резко замедлился в позднем плиоцене и прекратился в антропогене.

Южно-Каспийская впадина осложнена многочисленными глубинными разломами, а также локальными продольными и поперечными разрывами. Здесь сконцентрированы нефтяные и газовые залежи. Они связаны прежде всего с продуктивной (красноцветной) толщей. Эта впадина - один из крупнейших нефтегазоносных регионов мира, где уже второе столетие идет разработка нефтяных залежей.

Нефтегазовые залежи обнаружены также в верхнем плиоцене (апшеронский и акчагыльский ярусы), в палеоген-миоценовых отло-

жениях (диатомовая свита, майкопская свита и др.). Стратиграфический диапазон распределения нефтегазовых залежей очень широк. Однако максимальные ресурсы нефти (до 80–90% известных ресурсов) приурочены к среднему плиоцену.

Нефтегазовые залежи в среднем плиоцене распространены по всем бортовым районам Южно-Каспийской впадины (месторождения

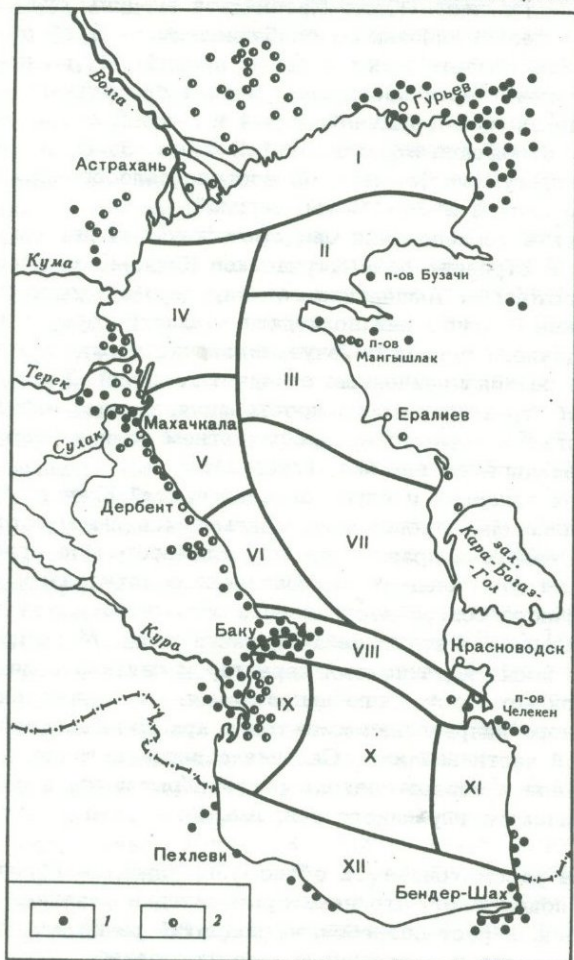


Рис. 2. Схема районирования территории Каспийского моря по перспективам нефтегазоносности

1 - нефтепроявления; 2 - газопроявления

Зоны: I - Северная; II - Западно-Бузачинская; III - Примангышлакская; IV - Терско-Промысловская; V - Дагестанская; VI - Прикаспийско-Кубинская; VII - Карабогаз-Центрально-Каспийская; VIII - Апшеронского порога; IX - Бакинского архипелага; X - Центрально-Южно-Каспийская; XI - Западно-Туркменская; XII - Южная

Апшеронского полуострова, Бакинского архипелага, Нижнекуринской низменности, Юго-Восточного Кобыстана, Апшеронского порога, Западно-Туркменской низменности).

В Прикаспийско-Кубинской шельфовой зоне, включающей морские структуры западного шельфа Каспия от устья р. Самур на севере до Апшеронского полуострова, нефтегазоносность связана с мезозойскими (средняя юра, мел), палеогеновыми и миоценовыми отложениями.

Апшеронский порог — одна из самых перспективных и в настоящее время разрабатываемых зон Южного Каспия. В пределах порога, как и во всей Южно-Каспийской впадине, основным нефтегазоносным комплексом является продуктивная (красноцветная) толща среднего плиоцена. По структурным признакам и степени изученности Апшеронский порог подразделен (Алиханов, 1966) на Приапшеронскую и Причелекенскую подзоны. Значительная часть структур порога представляет месторождения, где открыты крупные залежи нефти и газа. Западная часть Апшеронского порога охватывает ряд крупных месторождений и весьма перспективных нефтегазоносных структур (например, такие крупные структуры, как им. 28 Апреля, им. 26 Бакинских комиссаров и др.).

Причелекенская подзона Апшеронского порога включает в себя ряд структур, как, например (с запада на восток), банки Ливанова, Губкина, Жданова, морскую часть западной периклинали Челекенской структуры и др. О перспективности этих структур сообщалось и ранее (Алиханов, 1964); в последние годы в красноцветной толще (средний плиоцен) на этих структурах открыты промышленные залежи нефти, газа и газоконденсата.

К югу и юго-востоку от Апшеронского полуострова расположены разрабатываемые или весьма перспективные поднятия — месторождения (о-в Песчаный, Зыря, Бахар, юго-восточные или южные участки Биби-Эйбатской, Локбатанской, Пута-Кушханинской складок, Шахово-море и др.). На юго-восточном продолжении Джейранкечмесской депрессии и восточном продолжении Нижнекуринской низменности расположена перспективная шельфовая зона, характеризующаяся интенсивными нефтегазопроявлениями и большим количеством грязевых вулканов; здесь имеется много антиклинальных зон, благоприятных для скопления углеводородов. В Западно-Туркменской зоне, представляющей продолжение в море Западно-Туркменской депрессии и характеризующейся крупными пологими антиклинальными поднятиями субмеридионального простирания, перспективы нефтегазоносности связаны с красноцветной толщей и, возможно, с верхним плиоценом. Определенный интерес на поиски залежей имеет также выделенная нами Южная зона (прибрежные воды Южного Каспия) и центральная часть Южно-Каспийской впадины, пока слабо изученные геолого-геофизическими исследованиями.

Таковы кратко перспективы геосинклинальной провинции Каспийского региона.

Значительная часть акватории Каспия высокоперспективна для поисков углеводородов. Акватория Каспийского моря — один из богатейших нефтегазоносных регионов Мирового океана.

В пределах Каспийского моря мощность осадочных отложений увеличивается с севера на юг и в указанном направлении происходит изменение стратиграфической приуроченности нефтегазовых залежей от более древних мезозойских отложений на севере к более молодым палеогеновым и миоценовым и далее к плиоценовым отложениям на юге.

Вместе с тем территория Каспийского бассейна по своему гетерогенному геологическому строению представляет выдающийся интерес. Ведь не много можно привести примеров, где в одном внутриконтинентальном водном регионе земная кора имела бы столь различное строение, как в Каспийском бассейне, где, в противоположность типичному континентальному строению на севере и в средней части, как бы противопоставляется по существу океанический тип строения в его южной части. Дальнейшее изучение геологического строения глубинных зон Каспийского бассейна, вероятно, позволит получить много новых данных для решения ряда кардинальных проблем строения и развития земной коры.

А Б С Т Р А К Т

The further increasing of the exploitation of oil and gas is connected with the exploration of the new sea fields. In this sense the Caspian Sea surrounded by the world-wide known oil-gas-bearing regions is of great interest. It's here, for the first time in the world practice domestic (first part of the XVIIIth century) and commercial (first quarter of the XXth century) oil output was carried out and a whole complex of methods of geological and geophysical investigation was inculcated.

The Caspian Sea in the recent structure of the Earth's crust represents a big intercontinental depression and has the heterogeneous structure, occupying from the North to South the parts of the Pre-Cambrian Russian platform, Skifsko-Turabskaja epihercenic platform, and Alpien geosynclinal region. The Pre-Cambrian platform of the southern margin occupies the northern part of the Caspian Sea, epigercenic platform includes the middle part of the Caspian Sea (without south-western part), and the geosynclinal region occupies the South-Caspian depression and south-western part of the Middle Caspian Sea. The borders between these three main tectonic elements are determined by the geophysical data and zones of abyssal fractures meet them. Every of these regions is characterized by specific peculiarities of the geological structure, typical for the adjacent territories of the land. We distinguish within the Caspian Sea by geotectonical, lithological-stratigraphical, thermodynamical and other peculiarities two oil-gas-bearing provinces: platform and geosynclinal where a number of commercial oil-gas-bearing and perspective oil-gas-bearing zones is ascertained.

- Алиханов Э.Н. 1964. Нефтяные и газовые месторождения Каспийского моря. Баку, "Азернешр".
- Алиханов Э.Н. 1965. О перспективах нефтегазоносности Каспийского моря. Изв. АН Азерб.ССР, серия геолого-географ. наук и нефти, № 6.
- Алиханов Э.Н. 1966. К проблеме нефтегазоносности Каспия (Апшероно-Прибалханская складчатая зона). - Азербайдж. нефт. хозяйство, № 10.
- Алиханов Э.Н., Соловьев В.Ф., Лебедев Л.И. 1971. Перспективы нефтегазоносности шельфов некоторых морей СССР. - Труды ИГИРГИ, № 1. "Проблемы геологии нефти".
- Геодекян А.А. 1968. Геолого-геохимические особенности нефтегазообразования в Южно-Каспийской впадине. М., "Недра".
- Еременко Н.А., Алиханов Э.Н., Ахмедов А.М. и др. 1971. Перспективы нефтегазоносности шельфов и морей Советского Союза. VII Мировой нефтяной конгресс. М.
- Маловицкий Я.П. 1967. Перспективы нефтегазоносности акватории Каспийского моря. Изд. ВНИИ организации, управления и экономики нефтяной и газовой промышл.
- Мелик-Пашаев В.С. 1969. Геология морских нефтяных месторождений Апшеронского архипелага. М., Гостоптехиздат.

Ю. К. БУРЛИН, Б. А. СОКОЛОВ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Бурное развитие геолого-геофизических исследований в акваториях позволило по-новому оценить строение морского и океанического дна вообще, строение осадочного слоя в особенности. Среди других элементов здесь устанавливаются осадочные бассейны, мощность которых изменяется от 1 до 10 км и более. Применение геофизических методов для изучения акваторий, геологической съемки береговых и шельфовых районов, морское бурение и морфологические методы позволили получить данные как о мощности отложений, так и о степени их изменчивости, а также выяснить характер тектонического строения бассейнов. Геофизические данные корректируются результатами морского бурения, объем которого, однако, еще сравнительно незначителен.

Выделение нефтегазоносных, а в широком смысле осадочных бассейнов имеет огромное значение для раскрытия природных ресурсов сравнительно слабо изученных областей.

Авторы понимают под осадочными бассейнами целостные достаточно автономные системы, возникающие в результате выполнения осадками самостоятельно развившихся крупных впадин (не менее нескольких тысяч квадратных километров). Такие бассейны характеризуются определенным единством своей геологической истории.

Ведущим процессом, обуславливающим все разнообразие изменения свойств как пород, так и органического вещества, содержащегося в них, является длительное и устойчивое прогибание и опускание вследствие этого пород бассейна на глубину. Основной фактор преобразования органического вещества – термическое воздействие. В процессе формирования осадочный бассейн проходит ряд стадий (Хайн, Соколов, 1973), каждая из которых характеризуется определенным уровнем изменения пород. По мере погружения органическое вещество в породах бассейна испытывает все увеличивающееся влияние температуры, что приводит к образованию рассеянных нефтяных углеводородов (микронефти). Термобарические условия зоны раннего катагенеза обеспечивают генерацию углеводородных газов. Глубже, в зоне среднего катагенеза, происходит уже образование нефти и газа. Исходное для нефти органическое вещество очень распространено в стратифере, и поэтому гамма возможно нефтематеринских пород очень велика. Их особенность генерировать нефть (их нефтематеринский потенциал) во многом зависит от количества органического вещества, содержащего полимерлипоидные компоненты. Реализация этого потенциала, как показано Н.Б. Вассоевичем (1967), возможна лишь при опускании нефтематеринских пород до критической зоны с температурой в $60-115^{\circ}$, где в течение геологического времени ($n \cdot 10^6 - n \cdot 10^7$ и более лет) осуществляется главная фаза нефтегазообразования (ГФН). Сущность явлений в этой главной зоне нефтегазообразования (ГЗН) заключается, во-первых, в значительном новообразовании микронефти и при этом впервые (за всю предыдущую историю) в массовом образовании низкомолекулярных углеводородов – основных составных частей нефти ($C_2 - C_{13}$), увеличивающих подвижность микронефти; во-вторых, в широком развитии ее эмиграции в пронизываемые породы.

В зоне ГФН попутно с нефтью генерируется жирный газ, а несколько позже – конденсатный газ. Начиная со времени проявления ГФН осадочный бассейн становится нефтегазоносным. При дальнейшем погружении в зоне позднего катагенеза материнские породы оказываются способными производить опять только метановый газ.

В границах Тихоокеанского пояса, указанных Ю.М. Пушаровским (1972), представляется возможным выделить по тектоническому положению пять типов бассейнов: внутриплатформенные, складчатоплатформенные, внутрискладчатые, периконтинентальные и периокеанические (Соколов и др., 1973).

В краевых шельфовых зонах, преимущественно в западной части Тихоокеанского сегмента, выделяются бассейны, расположенные внутри как активизированных древних, так и молодых платформ. Это, например, бассейны, расположенные на погруженных ныне под уровень моря участках Корейско-Китайской платформы и Индосинийского массива (бассейн Сиша). Основные перспективы в них связаны с карбонатно-терригенным палеозойским и, возможно, мезозойским терригенными комплексами. Сюда же может быть отнесен

кайнозойский аляскинский бассейн Нортон, представляющий собой синеклизу молодой платформы. Молодая (мезозойско-кайнозойская) плита отвечает в значительной степени Зондскому шельфу, имеющему важное значение для нефтепоисковых работ.

Ко второму типу относятся более 20 бассейнов, расположенных на стыке платформ и складчатых сооружений Тихоокеанского тектонического пояса. Наибольшие площади они занимают в восточной части пояса, располагаясь здесь преимущественно на суше. Все они сложены мощными толщами мезозоя и кайнозоя, а также палеозоя и характеризуются нефтегазоносностью крупного масштаба.

В Азиатско-Австралийской половине пояса, вдоль западных его границ, выделяется несколько бассейнов данного типа. Сюда относятся, в частности, бассейны севера Австралии и Арафурского моря (Оленин, 1969). В Антарктике сходное тектоническое положение занимают обширные, совершенно неизученные бассейны морей Росса и Уэдделла.

Бассейны третьего типа – внутрискладчатые, в количестве более 40 – находятся во внутренних частях Тихоокеанского пояса и связаны на суше с межгорными впадинами областей мезозойской и кайнозойской складчатости. В акваториальных частях они продолжают оставаться аренами морской седиментации. На суше часто расположены лишь периферические зоны внутрискладчатых бассейнов, а основные центральные, наиболее погруженные их части находятся в море.

Внутрискладчатые бассейны образуют наиболее многочисленную группу. По особенностям строения они могут быть разделены на три категории: бассейны, сформировавшиеся внутри одновозрастных складчатых зон; на стыке двух разновозрастных складчатых зон; на стыке складчатых зон и структур типа "срединных массивов". Обычно все эти бассейны располагаются на коре континентального или субконтинентального типа, сложены толщей мезозоя и кайнозоя, превышающей по мощности 3–5 км; им отвечают межгорные депрессии, которые на шельфе могут быть залиты морем.

К ним относятся многие более или менее изученные бассейны в краевых частях Северо-Американского, Южно-Американского и Азиатского материков. На Аляске это, например, бассейн Бетел внутри мезозойских сооружений, бассейн Нушагак на стыке зон мезозойской и кайнозойской складчатости и бассейн залива Кука внутри кайнозойских сооружений.

Известен промышленно-нефтегазоносный бассейн залива Кука, где разрабатываются месторождения как на суше, так и в акватории. Основные продуктивные горизонты приурочены к песчаникам эоцена. Весьма интересны в нефтеносном отношении юрские отложения. Запасы этого сравнительно небольшого по площади бассейна достигают 300 млн. т.

На северо-восточной окраине Азиатского материка и примыкающим шельфе также расположено несколько бассейнов данного типа

(Бурлин, Архипов, 1973). В Пенжинско-Анадырской зоне поздне-мезозойской складчатости расположен Анадырский бассейн. Площадь его достигает 100 тыс. км². Границами на суше являются приподнятые структурные зоны Корякской складчатой системы. В море с северо-востока он ограничен блоками древней консолидации. Складчатым основанием бассейна служат кремнисто-вулканогенные и терригенные отложения позднеюрского-раннемелового возраста. Мощность пород бассейна достигает 4 км и более в наиболее прогнутых зонах. В значительной степени это полого залегающие породы неогена, под ними на отдельных участках развиты также палеоген и верхний мел. Невысокая степень катагенеза неогеновых и преимущественно растительный состав органики верхнемеловых пород позволяют рассматривать их как газопроизводящие, а палеогеновые могут быть отнесены к категории нефтегенерирующих. С осадочными комплексами Анадырского бассейна связываются перспективы обнаружения нефти и газа. При бурении из неогена уже получены достаточно крупные притоки газа, а из палеогена - нефти.

Южнее, в полосе молодой кайнозойской складчатости, расположен Хатырский бассейн, преобладающая часть которого находится под уровнем Берингова моря. На суше находится лишь узкая краевая полоса. Впадину выполняют мощные глины олигоцена и песчаники миоцена. Немаловажный интерес в отношении нефтегазоносности представляют терригенные верхнемеловые и даже нижнемеловые отложения. Здесь отмечается большое разнообразие структурных форм, в глинистой толще олигоцена развиты явления диапиризма. Поперечные дислокации, пересекающие впадину, имеют отчетливое продолжение в шельфе. В пределах шельфа выделяются более 15 крупных положительных структурных элементов. Во впадине исключительно ярко развиты поверхностные признаки нефтегазоносности. Изучение разреза показало, что нефтематеринские породы Хатырки находятся в зоне главной фазы нефтеобразования. Здесь первая из пробуренных скважин в песчаниках нижнего миоцена получила притоки метанового газа дебитом 30 тыс. м³/сутки. По своему строению и позиции Хатырский бассейн является аналогом бассейна Сент-Элиас на Аляске, где известны нефтяные и газовые месторождения.

У североамериканского побережья к бассейнам рассматриваемой группы отнесены небольшие по размерам бассейны Калифорнийского залива и Пьюджет-Фрезер. В последнем известны незначительные скопления и нефтегазопроявления из совсем молодых отложений неогена.

Бассейны четвертого типа - периконтинентальные, развиты в зоне сочленения складчатых структур континента с океаническим ложем. Общее их число - около двух десятков. Преимущественно бассейны распространены вдоль американского и австралийского побережий Тихого океана и в большинстве случаев покрыты его водами.

На американском побережье эти бассейны образуют четыре группы. Первая состоит из пяти бассейнов (Ил-Ривер, Ва-

шингтон, Королевы Шарлотты и др.), расположенных вдоль северо-западного побережья США. Вторая располагается у берегов Калифорнии. Эти бассейны известны своей богатой нефтеносностью. Они состоят из отдельных впадин, разделенных приподнятыми зонами. Некоторые исследователи каждую впадину рассматривают в качестве самостоятельного бассейна. Однако разделяющие поднятия также могут содержать месторождения нефти и газа; поэтому в качестве бассейнов следует рассматривать более обширные участки. Исходя из этих соображений, выделяются бассейны Салинас-Каяма, Санта-Мария-Вентура, Лос-Анжелес; наиболее прогнутые части которых занимают Калифорнийский бордерленд.

Несколько бассейнов выделяется у западного побережья Калифорнийского полуострова, образуя третью группу бассейнов. Четвертая группа располагается у берегов Южной Америки (Отрако-Каука, Гуаякильский, Прибрежно-Чилийский и др.). Наиболее богаты, как известно, бассейны Калифорнии. Фундамент бассейнов в основном юрский или меловой. Большое участие в строении фундамента принимает францисканская серия. Отложения самих бассейнов представлены мощными толщами миоцена и неогена. В связи с блоковым строением фундамента мощности пород бассейнов резко изменяются от нескольких сот метров до 10 км и более. Богатые нефтяные месторождения в этих бассейнах открыты как на суше, так и в море. Ряд крупных открытий сделан, в частности, в проливе Санта-Барбара. Основные продуктивные горизонты приурочены к плиоценовым и миоценовым отложениям. Всего здесь насчитывается несколько сот нефтегазовых месторождений, но основные запасы сосредоточены в 15 крупнейших, таких, как Санта-Фе-Спрингс, Мидуэй, Вентура-Авеню и др.

Гуаякильский бассейн приурочен к сложно построенной впадине, ступенчато погружающейся по системе разломов в Тихий океан. Бассейн сложен меловыми и кайнозойскими породами, мощность которых достигает 6-7 км. В бассейне в настоящее время выявлено более 30 нефтяных месторождений, часть из которых располагается в океане. Основной продуктивной толщей является эоцен.

В современных геосинклинальных областях широкое развитие получили бассейны периокеанического типа. К этой категории отнесено около 40 бассейнов, сформировавшихся как внутри, так и по периферии островных дуг. Мощности отложений во внутридуговых прогибах относительно невелики, но в бассейнах с внешней и внутренней сторон дуг могут достигать 5-10 км. Уплотнение и другие постседиментационные преобразования в глубоководных условиях отличны от таковых на шельфах. Эти условия определяются сочетанием высоких давлений и низких температур на больших глубинах (Геодекан и др., 1972).

Бассейны Алеутский, Олоторско-Командорский в Беринговом море, Южно-Охотский включают котловины окраинных морей. Имеются данные о том, что мощность осадков в Алеутской котловине составляет 6 км и более, а в Командорской - несколько менее (Ludwig

et al., 1971). Предполагается, что у подножия континентального склона Камчатки (в районе о-ва Карагинского) имеется погребенный желоб, засыпанный мощной толщей осадков. Северное окончание Олоторско-Командорского бассейна, выделяемое на суше под наименованием Пахачинского прогиба, сложено миоценовым флишем. В центральной части бассейна (судя по данным бурения на склоне хребта Шишова) образование турбидитов продолжалось до самого недавнего времени. По скоростным характеристикам можно произвести стратификацию осадков в котловинах. Анализ всех данных свидетельствует об устойчивом прогибании дна в котловинах Берингова моря, по крайней мере с олигоцена. Это прогибание сопровождается накоплением осадков значительной мощности, что должно привести к реализации в них процесса нефтегазообразования.

В состав Южно-Охотского бассейна входят акватории сахалинских заливов Анива и Терпения. Юго-восточное ограничение бассейна связано с поднятиями Курильских островов. Некоторые геологи склонны связывать границу бассейна с островами Малой Курильской дуги, где имеются выходы пород мелового возраста, наиболее древних в этом районе. В таком случае структуру Большой Курильской дуги можно рассматривать как крупное антиклинальное поднятие на борту бассейна. В пределах заливов Анива и Терпения доказано наличие осадков неогена мощностью 3-4 км. На Восточно-Луговском поднятии в заливе Анива из них получены промышленные притоки газа. В центральной части бассейна, занятой Прикурильской котловиной, предполагается широкое развитие верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных отложений мощностью до 4-5 км. Распространение этих толщ прослеживается в направлении Курильских островов. На западном склоне поднятий Большой Курильской дуги выделяются два комплекса отложений: верхний - слоистый и нижний - слабослоистый в приостровной части, переходящий в сторону центральной части бассейна в сейсмически однородный слой. Мощность слоистых осадков как с той, так и с другой стороны Большой Курильской дуги достигает 3,5 км. В осадках четко фиксируются антиклинальные перегибы с амплитудой до 400 м и углами падения от 5 до 20°. В сторону островов дуги отмечается выклинивание ряда горизонтов слоистого комплекса, что позволяет предполагать здесь наличие возможной зоны нефтегазообразования на склонах крупного Большекурильского поднятия.

С океанской стороны Курил расположены Курило-Камчатский и Южно-Курильский бассейны, представляющие собой узкие прогибы, заполненные мощной (около 10 км) толщей кайнозойских осадков. Эта толща у оси глубоководных желобов, по-видимому, выклинивается.

Островные дуги, желоба и глубоководные котловины представляют собой структуры переходной стадии геосинклинального процесса и могут находиться на разных этапах их развития. В соответствии с этим приуроченные к ним бассейны также характеризуются разными уровнями развития. Островная дуга может в значительной

степени выйти из-под уровня моря и эволюционировать в горно-складчатую страну; прогибание желобов и котловин может быть почти полностью компенсировано осадками, что в ряде случаев и наблюдается в пределах Камчатки и Сахалина. Это вызывает определенные трудности при классификации бассейнов, приводит иногда к условному их отнесению к тому или иному типу.

Одним из таких бассейнов является Сахалинско-Охотский. В строении бассейна принимает участие мощная толща терригенных пород верхнего мела и в южной части — палеогена, несогласно перекрывая на большей части Северного Сахалина породами неогена. Отложения неогена, достигающие суммарной мощности 8 км, представлены в основном песчано-глинистыми породами, многие из которых по составу благоприятны для нефтегазообразования и нефтегазонакопления.

Перспективы нефтегазоносности шельфа у берегов Северного Сахалина оцениваются высоко. Основанием для такой оценки служит то, что здесь установлено развитие мощной толщи слабоуплотненных песчано-глинистых пород и более крупные складки, чем на острове.

К перикоеаническому типу отнесены также бассейны Индонезийско-Филиппинского региона, Меланезии и Карибского моря.

Бассейны восточных районов Индонезии отличаются большой общностью строения и нефтегазоносности. Они обрамлены кайнозойскими сооружениями островных дуг и сложены мощными разрезами неогеновых отложений. Нефтегазоносность этих бассейнов известна в их краевых прибрежных частях и на суше. Это бассейны Сулавеси, Центральнo-Индонезийский, Западно-Новогвинейский и др.

Своеобразное положение занимает бассейн Кораллового моря, ограниченный с севера складчатыми зонами Папуа, архипелага Луизиады и островов Реннел, с запада — складчатыми зонами Австралии, с юга — погребенным континентальным блоком Квинсленд, с юго-востока и востока — окончанием подводного поднятия хребта Лорд-Хау. Большая часть бассейна представляет собой котловину с корой океанического типа. В строении северного островного обрамления бассейна принимают участие терригенные и карбонатные отложения перми, триаса, мела, палеогена и неогена. Разрез центральной части представлен неогеновыми и миоценовыми толщами мощностью более 5 км. На севере бассейна открыто несколько газовых залежей в песчаниках нижнего мела и миоцена (Ewing a. oth., 1970).

Анализ распределения осадочных бассейнов Тихоокеанского пояса показывает, что их формирование находится в тесной связи с развитием геосинклинальных областей и превращением их в орогенные складчатые системы. Нефтегазоносность особенно характерна для структур последних стадий собственно геосинклинального развития и структур орогенного класса.

В настоящее время можно выделить до 140 осадочных бассейнов, из которых лишь треть промышленно нефтегазоносная. Остальные бассейны являются резервом дальнейших поисково-разведочных работ.

Earth's crust evolution at the periphery of the Pacific Ocean proceeds in the direction of its complication from the structure of oceanic floor through geosynclinal zones of island arcs to epicontinental orogens and platforms. This process involves formation of thick sedimentary basins within large-scale depressions. The more complicated gets the structure of the Pacific Ocean periphery, the greater is the stratigraphic range of the section and the higher the degree of its katagenous transformation. Sedimentary basins of recent island arcs (perioceanic) are characterized by Neogene age of sediments, a low degree of katagenesis and predominance of gas. The basins within epigeosynclinal Mesozoic and Cenozoic orogenic belts (intraorogenic) typically have a greater stratigraphic range that includes Paleogene and Cretaceous sediments, a higher level of katagenesis in the deeper part of the section, a more complicated tectonic structure and increase in petroleum formation. Sedimentary basins of orogen-platform type at the junction of orogens and platforms contain Mesozoic and Paleozoic sediments of significant katagenous transformation. Their oil and gas content greatly depends on conditions of preservation. Analysis of location, structure and oil and gas content of 140 sedimentary basins of the above types indicates that they appear as a result of the earth's crust evolution. Oil and gas content of these basins is, in its turn, a result of great thickness of sediments and internal processes of lithogenesis.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурлин Ю.К., Архипов А.Я. 1973. Нефтегазоносные бассейны Востока СССР. — Изв. высш. учебн. заведений, № 10.
- Вассоевич Н.Б. 1967. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Гесдекия А.А., Троицук В.Я., Ульмишек Г.Ф. 1972. Геолого-геохимические аспекты оценки перспектив нефтегазоносности акваторий. — Сов. геология, № 10.
- Оленин В.Б. 1969. Новый нефтегазоносный континент. М., "Недра".
- Пушаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука".
- Соколов Б.А., Гайнанов А.Г., Несмеянов Д.В., Серегин А.М. 1973. Нефтегазоносность морей и океанов. М., "Недра".
- Хаин В.Е., Соколов Б.А. 1973. Современное состояние и дальнейшее развитие учения о нефтегазоносных бассейнах. — В кн. "Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых". М., "Наука".
- Ewing J., Houtz R., Ludvig W. 1970. Sediment distribution in the Coral Sea. — J. Geoph. Res., v. 75, N 11.
- Ludwig W.J., Houtz R.E., Ewing M. 1971. Sediment distribution in the Bering Sea: Bowers Ridge, Chirshow Ridge and enclosed basins. — J. Geoph. Res., v. 76, N 26.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ВОСТОЧНО-ТИХООКЕАНСКОГО ПОДНЯТИЯ

Модели, построенные с позиций тектоники плит, отрицают представление о срединных поднятиях в океанах как о тектонических складках земной коры. Их происхождение понимается как результат особого магмодинамического процесса, заключающегося в приращении земной коры за счет магматического материала в пределах гигантской трещины дна в условиях перманентного раздвигания плит. Это модель хорошо известна, поскольку она часто воспроизводится во многих наших публикациях. В связи с такими взглядами мы хотим обратиться к тектонике Восточно-Тихоокеанского поднятия и дна Тихого океана вообще.

Регионально-тектонический анализ тихоокеанского дна показывает, что оно разделяется на несколько крупных тектонически неодинаковых областей, которые хорошо видны на Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли (1970). Столь значительные структурные различия между соответствующими областями ясно свидетельствуют о большой специфике в их тектонической истории. При этом во всех случаях (как уже автор неоднократно подчеркивал) тектонические движения в океанах носят отнюдь не кратонные черты, а характер значительной динамичности. Был сделан также вывод (Пушаровский, 1972), что нет оснований считать, что поднятия различных типов, существующие на дне Тихого океана, являются первичными структурными формами, отвечающими начальной стадии тектонического преобразования океанского ложа. Наоборот, данные о мезозойских и кайнозойских движениях свидетельствуют о неоднократных тектонических преобразованиях ложа океана, меняющих его структурный план. Это наглядно видно не только на многочисленных примерах гайотов, но и на примерах погруженного и тектонически перестроенного Новозеландского плато, сложно расчлененных гор Мидпацифик, поднятия Манихики, разрушенного мелового поднятия Дарвина и на ряде других. О том же свидетельствуют так называемые краевые валы, вытянутые с океанской стороны глубоководных желобов и представляющие собой пологие и невысокие складки на краю ложа океана (Удинцев, 1972). Подобные структурные преобразования совершались на большом отрезке геологического времени.

Отметим, что исследования, проведенные во время 54-го рейса НИС "Витязь", показали, что сходная картина имеется и в Индийском океане. В его восточной части, например, четко устанавливаются (по присутствию на больших глубинах мелководных отложений) разбитые разломами и дифференцированно (частями) погруженные поднятия, а также углубленные впадины (Пушаровский, Безруков, 1973).

В сочетании с микроконтинентами все это — яркое свидетельство сложной перестройки здесь, в океанских условиях, тектонического плана океанской коры. Произошло это в мезозое и кайнозое вследствие сложного сочетания вертикальных перемещений блоков, их горизонтальных движений, раздвиговых процессов, сводовых изогнутий и т.д.

Таким образом, ложе океана подвержено большим тектоническим преобразованиям. С этой точки зрения представляется естественным рассматривать линейное полого-сводовое Восточно-Тихоокеанское поднятие как складку земной коры. С востока и с запада это поднятие сопровождается глубоко прогнутыми зонами, что в сочетании дает гармоничную волновую структуру (см. рисунок). На окраинах континентов и в их внутренних областях подобные структуры вполне обычны. С генетической точки зрения их следует связывать с латеральным перемещением глубинных масс тектоносферы, с процессом подтока и оттока этих масс. Морфологически Восточно-Тихоокеанское поднятие представляет собой широкий слабо расчлененный свод. Оно еще мало изучено. Рисуеться большее или меньшее число длинных поперечных разломов, из которых действительно выявленных пока немного. Еще Х.Хесс (1969) отмечал, что корней это поднятие не имеет. Вероятно, 3-й слой здесь изогнут в складку, как, например, это наблюдается в краевых океанских валах. 2-й слой, видимо, немного уменьшен в мощности. Рифтовой зоны, аналогичной Срединно-Атлантической, в нем нет¹. В результате драгировок найдены базальты, а ультраосновные породы не обнаружены. Возраст базальтов местами, по-видимому, молодой (поздненеогеновый и плейстоценовый), но точек еще слишком мало, чтобы экстраполировать данные о возрасте базальтов на большую площадь. Современного вулканизма не обнаружено. Осадки поверх базальтов в гребневой зоне могут отсутствовать: либо они не успели накопиться, либо смыты течениями. В связи с молодым вулканизмом значения теплового потока повышены. К хребту приурочены эпицентры мелкофокусных землетрясений. Все эти характеристики получены в результате исследований различных океанологических экспедиций, в том числе 8-го рейса НИС "Дмитрий Мен-

¹ На новой Батиметрической карте Атлантического океана (1974) видно неоднородное по простиранию строение Срединно-Атлантического хребта, причем рифтовая зона на разных отрезках проявляется по-разному. Г.В. Агапова (1975) пишет, что местами существует глубокая узкая депрессия, в других случаях рифтовая зона распадается на несколько кулисообразно расположенных депрессий, в третьих — она практически исчезает. Из этого видно, что, строго говоря, наше сравнение носит условный характер, так как рифтогенез в гребневой части Срединно-Атлантического хребта гораздо более сложный тектонический процесс, чем нередко представляется, и не повсеместный.

делеев", проведенного в 1973 г. (Лисицын, 1973)¹. Из всех фактических материалов видно, что они не могут служить основой для "плейттектонического" понимания Восточно-Тихоокеанского поднятия (Уэрзел, 1969). Однако они свидетельствуют, что это поднятие принадлежит системе подвижных океанических поясов и в то же время не противоречат представлению о его формировании вследствие тектонического воздымания. Молодой вулканизм сопровож-

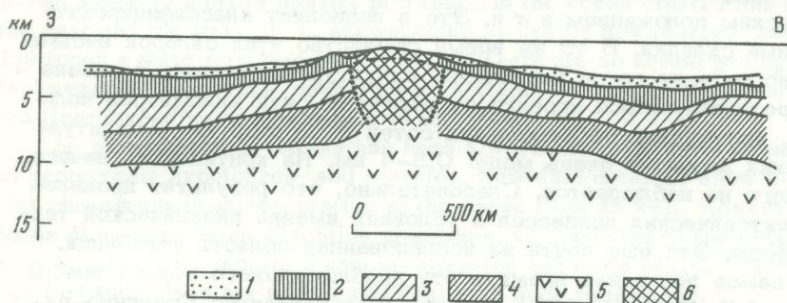


Схема поперечного сечения Восточно-Тихоокеанского поднятия с использованием данных Вуларда (Woollard, 1972), Гальвани и др.
 1 - осадки; 2 - второй слой; 3 - верхняя часть "базальтового" слоя; 4 - нижняя часть "базальтового" слоя (скорости продольных волн 7,2-7,4, иногда до 7,8 км/сек); 5 - верхняя мантия; 6 - зона сводовых деформаций

дает рост складки - процесс вполне обычный как для океанского дна, так и для суши. Тот факт, что в южной части Тихого океана поднятием перекрываются раннеальпийские структуры Антарктики, свидетельствует о том, что оно представляет собой молодое образование. С этим согласуется и его молодой вулканизм. Это не исключает, однако, того, что отдельные его участки могли возникнуть еще в мезозое, тем более что поднятие простирается на огромное расстояние. Совершенно очевидно, что заложение поднятия

¹Что касается глубоководного бурения, то оно в пределах поднятия еще не проводилось, и, следовательно, соответствующих данных не имеется. Тем не менее в ряде публикаций, и в частности на специальной карте дна Мирового океана (Pitman, Larson, Heppon, 1974), показана весьма определенная картина геологического строения поднятия и прилежащих районов океанского дна. Она сводится к тому, что вдоль гребневой части хребта рисуется полоса молодых плиоцен-четвертичных базальтов, к востоку и западу от которой прослеживаются полосы все более древних базальтов. Такая рисовка исходит из идеи тектоники плит. Но мы вновь напоминаем, что глубоководного бурения в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия еще не проводилось.

происходило в условиях океанского ложа, но для восстановления древнего структурного плана ложа пока нет данных.

Крупные складки на океанском дне известны во многих местах. Помимо упоминавшихся выше краевых океанских валов, к ним принадлежат сводовые поднятия, особенно широко распространенные в западной половине Тихого океана. Формы эти отличаются друг от друга морфологически, глубинным строением, сейсмичностью, тектоническим положением и т.п. Это и позволяет классифицировать подобные складки. В то же время семейство этих складок весьма отлично от всех групп складчатых структур материков. В океане — это протягивающиеся нередко на многие тысячи километров поднятия, при ширине от нескольких сотен до 2 тыс. км. Амплитуда же таких поднятий очень мала: 0,5–4 км. На континентах ничего похожего не наблюдается. Следовательно, это результат проявления тектонических процессов в условиях именно океанической тектоносферы. Это еще почти не исследованная область тектоники.

В самое последнее время в эту проблему много нового внесла работа А.В. Пейве (1975), посвященная тектонике Срединно-Атлантического хребта. Происхождение этого поднятия (складки) в ней трактуется как результат регионального сжатия океанского дна. К такому выводу А.В. Пейве пришел на основании анализа имеющихся геологических и геофизических данных, придав весьма важное значение материалам драгирования — поднятым с океанского дна обломкам и глыбам регионально-метаморфизованных пород. Здесь очень важно упомянуть об этом исследовании, поскольку Срединно-Атлантический хребет изучен значительно лучше, чем Восточно-Тихоокеанское поднятие. В этой связи (в аспекте тектонического сжатия) необходимо сослаться также на исследование А.П. Лисицына (1973) и Е.Бонатти и его соавторов (Bonatti a. oth., 1974). В частности, в отношении впадины Хесса, находящейся в восточной части Тихого океана севернее экватора, А.П. Лисицын пишет, что в ней устанавливается "связь областей сильной метаморфизации и оруднения с зонами широкого развития тектонических брекчий, зеркал скольжения и отальковывания пород, т.е. с зонами дробления и подвижек в глубоких частях ущелья" (с. 67).

Все сказанное свидетельствует о том, что дальнейшее изучение восточной части Тихого океана с точки зрения понимания геодинамических процессов представляет исключительный интерес. Проверка изложенной выше гипотезы требует постановки новых геологических и геофизических исследований. Причем если до последнего времени многие океанские исследования, в особенности глубоководное бурение, планировались и осуществлялись с позиций тектоники плит, то новые работы целесообразно было бы проводить для выявления и изучения складчатых структур океанского дна. Явление складчатости в земной коре всегда было в центре внимания геотектонических гипотез и теорий. Однако "новая глобальная тектоника", или тектоника плит, явлений складчатости, очень разнообразных, сложных и характерных для строения земной коры, практически не рассматривает.

ABSTRACT

The ocean floor is not a stable (cratonic) area of the Earth's crust. It is characterized by a complicated combination of vertical shift of blocks, their horizontal movements, disjoining processes, arched bends, etc. The East-Pacific Rise stretching over enormous distance and having a flat-arched shape in a cross profile, is a fold in the ocean crust. From both the east and the west it is accompanied by deeply downwarped zones; this forms a wave structure on the whole. There are no actual geological data available that would enable us to interpret the rise as a zone of the sea floor spreading and increment of the crust.

The phenomenon of folding has been always in the focus of attention of geotectonic hypotheses and theories. New data obtained show that this phenomenon is representative of the ocean floor as well. However, the forms of manifestation of folding processes, as compared to the continents, are specific. They require a special attention and extra study. "New Global Tectonics" does not practically deal with such phenomena.

ЛИТЕРАТУРА

- Агапова Г.В. 1975. Батиметрическая карта Атлантического океана. - Природа, № 7.
- Атлантический океан, масштаб 1:20 000 000. 1974. Ред. Г.Б. Удинцев, Г.В. Агапова, М.А. Марова, М., ГУГК СМ СССР.
- Лисицын А.П. 1973. Комплексные исследования в юго-восточной части Тихого океана. - Вестн. АН СССР, № 9.
- Пейве А.В. 1975. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. - Геотектоника, № 5.
- Пушаровский Ю.М. 1972. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., "Наука".
- Пушаровский Ю.М., Безруков П.Л. 1973. О тектонике восточной части Индийского океана. - Геотектоника, № 6.
- Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. Масштаб 1:10 000 000. 1970. Ред. Ю.М. Пушаровский и Г.Б. Удинцев, М., ГУГК СМ СССР.
- Удинцев Г.Б. 1972. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., "Наука".
- Уэрзел Ж. 1969. Глубинная структура окраин материков и срединно-океанических хребтов. - В кн. "Геология и геофизика морского дна". М., "Мир".
- Хесс Х. 1969. Срединно-океанические хребты и тектоника дна океана. - В кн. "Геология и геофизика морского дна". М., "Мир".
- Vonatti E., Emiliani C., Ferrara G. a. oth. 1974. Ultramafic-carbonate breccias from the equatorial Mid Atlantic Ridge. - Marine Geol., v. 16, N 2.
- Pitman III W.C., Larson R.L., Herron E.M. 1974. The age of the ocean basin. N.Y., Columbia Univ. Palisades.
- Woolard G.P. 1972. An investigation of the Nasca lithospheric plate and its interaction with the South American continental block. - Progress Rept Univ. Hawaii, Honolulu, July, Appendix "A".

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ (ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

За последнее десятилетие усилиями советских и японских геофизиков дно Японского моря изучено геофизическими методами довольно подробно, и его можно отнести к наиболее изученным в мире. Этому в значительной степени способствовали работы по Международной программе "Верхняя мантия и ее влияние на развитие земной коры". В настоящее время впадина Японского моря изучается по программе Геодинамического проекта.

Авторы работы принимали активное участие в изучении дна Японского моря и непосредственно проводили измерения в большинстве морских геофизических экспедиций с 1962 г.

Всего в Японском море в 1957-1974 гг. выполнено около 40 000 км профилей методами глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) отраженных волн (МОВ) и непрерывного сейсмического профилирования (НСП) (Ковылин, 1973). Акватория моря покрыта густой сеткой магнитометрических и гравиметрических галсов. Проведено около 200 измерений величины теплового потока со дна моря. В различных районах проведены многочисленные драгировки коренных пород. В 1973 г. на судне "Гломар Челленджер" выполнено глубинное бурение в районах, прилегающих к возвышенности Ямато.

По данным сейсмических исследований установлено, что во впадине Японского моря земная кора местами имеет континентальное, субконтинентальное и субокеаническое строение. На всех профилях ГСЗ в Центральной котловине и глубоководной части котловины Хонсю земная кора мощностью 9-12 км состоит из двух основных слоев: осадочного и "базальтового". Мощность толщи осадков изменяется от 1,5 до 2,5 км. Такое строение коры отнесено к субокеаническому типу. От океанической эта кора отличается повышенной мощностью, отсутствием четких сейсмических характеристик для "второго" океанического слоя, ровной поверхностью фундамента, на котором лежит толща осадков (см. рисунок).

В восточной части моря между Центральной котловиной и островными склонами Хоккайдо и Хонсю, за исключением глубоководной части котловины Хонсю, по данным всех профилей ГСЗ, земная кора мощностью 10-18 км состоит из трех основных слоев. Верхний - осадочный слой имеет толщину от нескольких десятков метров до 1,5 км. Ниже находится слой со скоростью 5,5 - 6,0 км/сек, мощностью 1,5 - 3,0 км и "базальтовый" слой со скоростью 6,3 - 6,8 км/сек. Такое строение коры отнесено к субконтинентальному типу. От континентального типа эта кора отличается пониженной мощностью, отсутствием четких сейсмических характеристик, ти-

пичных для "гранитного" слоя, и сильно расчлененной поверхностью фундамента, расположенного ниже толщи осадков.

В некоторых районах восточной части моря и в Прикорейской зоне (глубокие районы моря) на сейсмических профилях обнаружена кора континентального типа (возвышенность Ямато и другие возвышенности). На Ямато мощность коры, с учетом гравиметрических данных, составляет 20–25 км. Здесь имеется "гранитный" слой со скоростью до 6,2 км/сек и мощностью около 6 км. Мощность осадочного покрова изменяется от десятков метров до 1 км. Возвышенность Ямато разделена депрессией на два хребта. Область депрессии (ширина 30–40 км) с субширотным простиранием (100–150 км) и корой субокеанического типа может быть зоной глубокого разлома или зоной растяжения.

Скорость сейсмических волн на границе Мохоровичича во впадине Японского моря изменяется от 8,3 до 7,8 км/сек. Повышенные скорости характеризуют границу Мохоровичича в глубоководных котловинах, а пониженные – в восточной части моря, в зонах сочленения континентальной и субокеанической коры. Континентальная земная кора, по геофизическим данным, также распространяется на шельф и склоны Азиатского материка и Японских островов.

Магнитное поле акватории Японского моря характеризуется линейными протяженными аномалиями северо-восточного простирания. Амплитуды положительных аномалий обычно составляют 150–200 гамм.

Отдельные экстремумы достигают 400 гамм и более. Отрицательные значения магнитного поля обычно не превышают 250 гамм. Ширина таких аномальных зон изменяется от 20 до 40 км, а протяженность – от 100 до 300 км. Для Центральной котловины характерны аномальные зоны такого же простирания; величины аномалий составляют первые десятки гамм. Определенных закономерностей в чередовании положительных и отрицательных зон во впадине Японского моря не наблюдается.

Возвышенность Ямато ограничивается почти со всех сторон системой магнитных аномальных зон северо-западного, северо-восточного и субширотного простираний. Наиболее протяженная положительная аномалия с северо-восточным простиранием отмечается в зоне депрессии, разделяющей хребты возвышенности. Ширина этой аномальной зоны около 50 км, длина около 150 км. Хребты возвышенности характеризуются преимущественно пониженным (нормальным и отрицательным) магнитным полем. Общее простирание указанных аномалий совпадает с осями хребтов возвышенности (Шевалдин, 1974).

В восточной части моря отмечаются аномальные зоны, протягивающиеся в северо-западном направлении от о-ва Хонсю до Центральной котловины.

Большой интерес представляют аномальные зоны субмеридионального простирания в юго-западной части моря и в районах возвышен-

ности Ямато, выделенные после детальных полигонных магнитных и гравиметрических измерений. Эти зоны выражены менее четко (прерывисты) по сравнению с аномалиями северо-восточного простирания. Можно предполагать, что последние наложены на аномальные зоны северо-западного субмеридионального направления (Васильев и др., 1975).

Рассматривая направления основных разломов в Приморье, можно отметить, что в ряде случаев они находятся на продолжении магнитных аномальных зон с субмеридиональным простиранием, причем характер магнитного поля в этих районах моря и суши сходен.

Таким образом, в магнитном поле впадины Японского моря, наряду с основными аномальными зонами северо-восточного простирания, наблюдаются и аномалии субмеридионального простирания. Пересечение этих зон дробит дно Японского моря на отдельные блоки.

Природу образования аномальных магнитных зон во впадине Японского моря объяснить однозначно пока сложно. Однако ясно, что они связаны с неоднородностями в земной коре и верхней мантии. Так, например, магнитные аномальные зоны субмеридионального простирания могут соответствовать разломам. Такое предположение подкрепляется сходством направлений и характером аномальных зон в море и на суше в Приморье, где эти разломы наблюдаются. Зоны с северо-восточным простиранием в Центральной котловине можно отождествить с аномальной зоной, разделяющей возвышенность Ямато на два хребта. Поскольку последняя характеризует область глубинного разлома, можно предполагать, что зоны северо-восточного простирания в Центральной котловине соответствуют разломам, не выявленным в настоящее время, но скрытым в земной коре и верхней мантии.

Гравитационное поле Японского моря, несмотря на сложность и знакопеременность, в целом характеризуется положительными аномалиями во всех редукциях. Величина средней аномалии в свободном воздухе для моря составляет + 10 мгл. Котловины Центральная и Хонсю характеризуются положительными аномалиями Буге величиной + 200 - 265 мгл. Подводные возвышенности обладают аномалиями + 60 - 120 мгл. В целом наблюдается относительно равномерное уменьшение поля силы тяжести от Центральной котловины к Японским островам. В зоне сочленения субокеанической и континентальной коры у подножия континентального склона Приморья гравитационный градиент составляет 30-40 этвеш, т.е. переход от континентальной коры к субокеанической происходит резко, в коротком интервале (30-50 км).

Как известно, изостатические аномалии характеризуют плотностные неоднородности верхней мантии в горизонтальном направлении. С помощью изостатических аномалий можно также наиболее достоверно оценить, находится ли данная площадь в изостатическом равновесии.

Подводная возвышенность Ямато характеризуется знакопеременными изостатическими аномалиями. Области отрицательных анома-

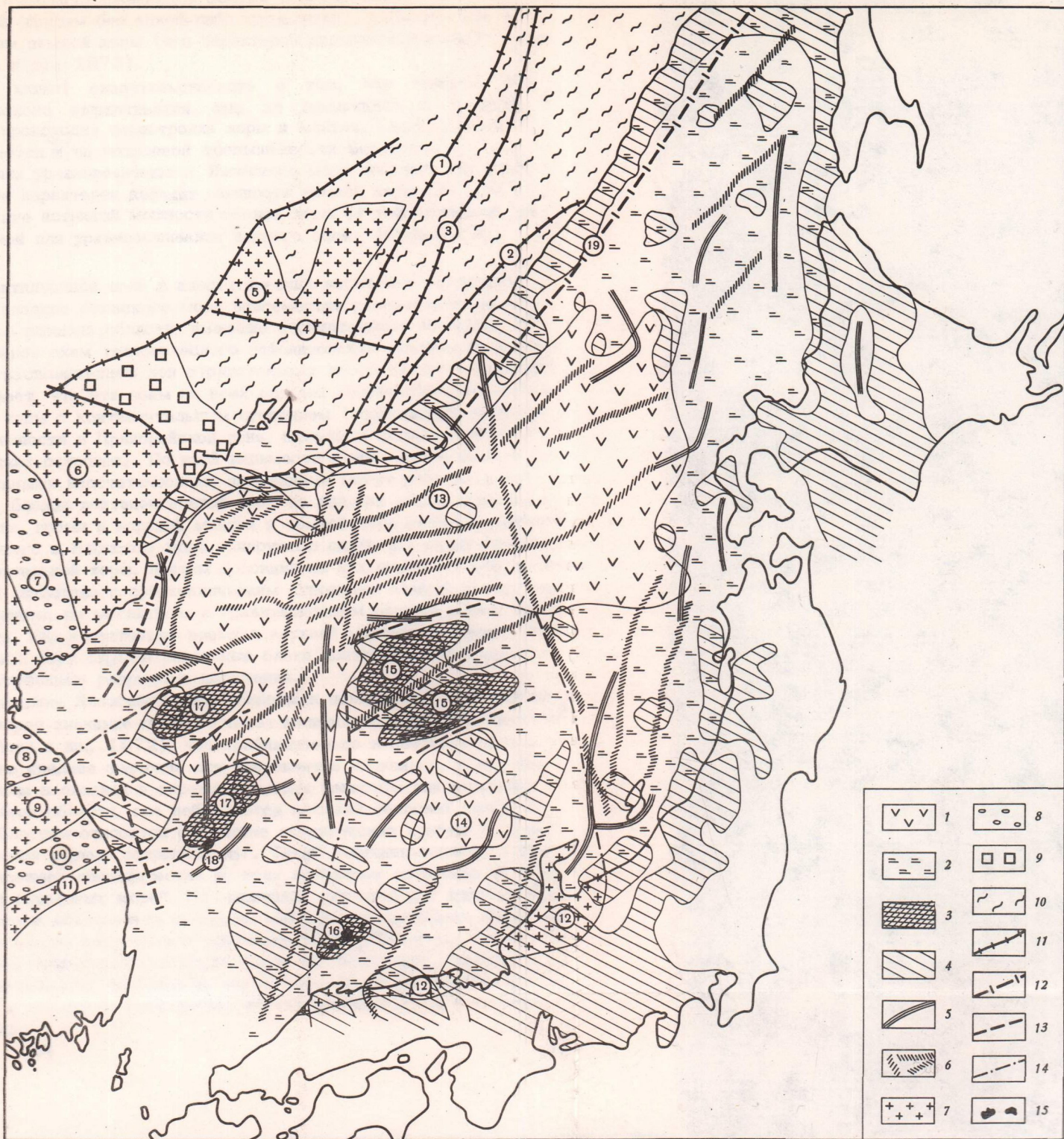


Схема соотношений типов земной коры с элементами гравитационного и магнитного полей во впадине Японского моря

1 - субокеаническая земная кора; 2 - субконтинентальная и континентальная земная кора; 3 - останцы континентальной коры в глубоководных районах; 4 - области отрицательных изостатических аномалий; 5 - оси отрицательных изостатических аномалий; 6 - зоны магнитных аномалий; 7 - докембрийские и раннепалеозойские складчатые структуры обрамления Японского моря; 8 - прогибы в структурах обрамления Японского моря; 9 - палеозойды; 10 - мезозойды; 11 - зоны глубинных разломов на суше (установленные); 12 - глубинные разломы в областях сочленения континентальной и субокеанической коры, связанные с формированием вулканических поясов Приморья и п-ова Корея; 13 - предполагаемые зоны глубинных разломов; 14 - предполагаемые зоны связи между морскими и континентальными структурами; 15 - острова в Японском море с выходами гранитов раннепалеозойского возраста.

Цифры в кружках: 1 - Даубихинский разлом; 2 - Прибрежный разлом; 3 - Центральный разлом; 4 - Южный Сихотэ-Алиньский разлом; 5 - Ханкайский массив; 6 - массив Кванмо; 7 - Аммоканский прогиб; 8 - Пхеннамский прогиб; 9 - массив Кенги; 10 - Окчонский прогиб; 11 - массив Собак; 12 - массив Хида; 13 - Центральная котловина; 14 - котловина Хонсю; 15 - возвышенность Ямато; 16 - острова Оки; 17 - возвышенности Прикорейской зоны; 18 - острова Уллындю; 19 - континентальный шельф и склон Приморья и п-ова Корея

лий (до -44 мгл) сменяются зонами положительных (до +72 мгл) аномалий, причем без какой-либо корреляции с рельефом дна и строением земной коры (что характерно для всего Японского моря) (Строев и др., 1973).

Это может свидетельствовать о том, что процесс изостатического выравнивания еще не закончился и в этом районе происходит перестройка коры и мантии. Сходная картина наблюдается и на подводной возвышенности Богорова.

Анализ уравниваемости Японского моря показал, что в целом для него характерен дефицит мощности земной коры (1-2 км), т.е. отклонение истинной мощности земной коры от теоретической, необходимой для уравнивания водного слоя (Строев и др., 1963).

Гравитационное поле в изостатических аномалиях показывает, что во впадине Японского моря повсеместно распространены небольшие по площади области, имеющие отрицательные аномалии. Сопоставление схем тектонического районирования впадины Японского моря с расположением зон отрицательных изостатических аномалий показывает, что эти зоны во всех случаях соответствуют участкам земной коры с континентальным строением (возвышенность Ямато, возвышенности в Прикорейской зоне, шельфы и склоны Приморья и Японских островов). По всей видимости и все другие зоны с отрицательными изостатическими аномалиями могут указывать на наличие блоков континентальной коры во впадине моря, скрытых в настоящее время в верхней мантии и земной коре субокеанического типа. Всего в Японском море обнаружено около 20 таких блоков континентальной коры, причем половина из них располагается в Центральной котловине с субокеаническим строением земной коры. Таким образом, по магнитным и гравитационным данным можно предполагать, что в настоящее время в верхней мантии и земной коре Японского моря скрыты отдельные блоки континентальной коры, а также глубинные разрывные нарушения.

Во впадине Японского моря обнаружен повышенный тепловой поток, среднее значение которого имеет величину $2,51 \pm 0,53$ мккал/см².сек (Ясуи и др., 1972), что приблизительно в два раза превышает его среднее значение для континентов и океанов. В настоящее время в океанах и окраинных морях известны две огромные по площади области, где наблюдается высокий тепловой поток. К этим областям относятся срединные океанические хребты и окраинные моря в тылу островных дуг. Такая величина теплового потока отражает специфические условия глубинных процессов на территории окраинных морей. На срединных океанических хребтах тепловой поток объясняется подъемом мантийного материала, такое же явление можно ожидать и в окраинных морях. Возможно, таким подъемом материала в зоны разломов на территории Японского моря создавались аномальные магнитные зоны с различным простиранием и проходила перестройка континентальной коры в субокеаническую.

Комплексный анализ геолого-геофизических данных во впадине Японского моря позволил выделить зоны разломов, а также определить взаимосвязь морских и континентальных структур. Для выделения зон разломов нами были использованы в основном следующие критерии.

По сейсмическим данным обнаруживаются сбросы, границы в земной коре и верхней мантии, тип коры и скорости сейсмических волн на отдельных границах. Магнитное поле в зонах разломов характеризуется резким изменением интенсивности поля, большей неоднородностью в узких локальных зонах, связанных с морфологией дна моря. Гравитационное поле в зонах разломов также резко изменяет свою интенсивность, горизонтальные градиенты здесь составляют 15–40 этвеш.

В Японском море основная часть разломов приурочена к области сочленения континентальной и субокеанической коры, к районам краевых частей подводных возвышенностей. Расположение выделенных разломов показывает, что основные структуры дна (Центральная котловина, возвышенность Ямато и возвышенности в Прикорейской зоне, а также котловина Хонсю) в основном имеют блоковое строение.

Взаимосвязь морских структур и структур суши наиболее характерна для восточной части моря и о-ва Хонсю, а также Прикорейской зоны и п-ова Корея. Возвышенность Ямато, расположенная в восточной части моря, через острова Оки взаимосвязана (по всем геоморфологическим и геофизическим характеристикам) с массивом Хида на о-ве Хонсю, по всей видимости, докембрийского возраста ("Геологическое развитие Японских островов", 1968). Возвышенности в Прикорейской зоне также связаны с архейскими массивами Собек и Кенги на п-ове Корея. Кроме того, Центральная котловина глубоко врезается в Прикорейскую зону. На п-ове Корея на продолжении выступов котловины находятся внутриплатформенные прогибы Пхеннамский и Окчхонский (Кулинич и др., 1973). Рассматривая положение останцов континентальной коры в море и их связь с структурами суши с учетом возраста последних, можно предполагать, что эти останцы в виде возвышенности Ямато и возвышенностей в Прикорейской зоне в течение геологической истории находились в относительно постоянном положении и не могли быть вовлечены в крупные (200–400 км) горизонтальные перемещения.

Для оценки времени формирования дна Японского моря проведены расчеты времени накопления всей толщи осадков в Центральной котловине. Такие расчеты выполнены с учетом скорости седиментации и уплотнения осадочного материала. Время накопления двухкилометровой толщи осадков может соответствовать примерно 70–100 млн. лет, что согласуется с историко-геологическим анализом генезиса впадины Японского моря сторонниками ее новообразования (Рудич, 1962; Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пушаровский, 1973; Берсенеv, 1973, и др.).

Исходя из анализа геофизических данных по впадине Японского моря, можно прийти в первую очередь к выводу, что она является новообразованной структурой. Ее образование произошло за сравнительно короткий геологический промежуток времени, максимум за 70-100 млн. лет (т.е. начиная с позднего мела). Формирование впадины в основном подчинено вертикальным движениям и перестройке, сокращениям мощности земной коры. На первоначальных этапах, вероятно, происходило дробление земной коры и верхней мантии на блоки. Такое дробление могло быть связано с явлениями растяжения, охватывающими по меньшей мере площадь моря и прилегающие части суши. В зоны дробления (разломы), возможно, поступал мантийный материал, и с этим мог быть связан переход континентальной коры в субокеаническую и субконтинентальную. По всей видимости, далее происходило опускание блоков континентальной коры в мантию. Такие процессы продолжаются и в настоящее время, что подтверждается отсутствием изостатического равновесия во впадине Японского моря.

Выводы, сделанные в данной работе, основываются на результатах геофизических исследований. Тем не менее интерпретация этих данных далеко не однозначна. Сейсмические данные по Японскому морю характеризуют строение земной коры лишь на профиле, но никак не могут характеризовать строение земной коры на площади. Поэтому для подтверждения наших выводов необходимы детальные площадные исследования, как это иногда делается на суше.

Однако наши представления подтверждаются результатами новейших геологических исследований, основанных на дражировании коренных пород в различных районах Японского моря. Возраст гранитов, поднятых с возвышенности Ямато, составляет 156-256 млн. лет, а из районов восточной части моря - позднепалеозойский. Возраст гранито-гнейсов, поднятых в Прикорейской зоне (район о-ва Удльиндо), - 2100 млн. лет (Уено и др., 1972; Васильев, Маркевич, 1973; Леликов, Васильев, 1974; Леликов и др., 1975).

ABSTRACT

The bottom of the Japan Sea has been studied in detail during last ten years. The analysis of all geophysical and geological data on the Japan Sea basin has led to the conclusion that the trough of the Japan Sea is a new-formed structure. Its formation took place during last 70-100 million years. The formation of the trough of the sea is connected with vertical movements, fractures of the earth crust into the blocks, ascending along the fracture zones of the upper mantle material and the alteration of the continental earth crust into the subcontinental and the suboceanic earth crust. Such fractures are connected with the phenomenon of the strain. Then the submergence of the blocks of continental earth crust took place.

Such processes operate at present time. This conclusion is confirmed by absence of the isostatic equilibrium in the depression of the Japan Sea.

ЛИТЕРАТУРА

- Берсенев И.И. 1973. Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн. "Вопросы геологии дна Японского моря". Владивосток.
- Васильев Б.И., Карп Б.Л., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. 1975. Строе-ние подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.; Изд-во МГУ.
- Васильев Б.И., Маркевич П.В. 1973. О геологическом строении воз-вышенности Ямато (Японское море). — В кн. "Вопросы геологии дна Японского моря". Владивосток.
- Геологическое развитие Японских островов. 1968. М., "Мир".
- Ковылин В.М. 1973. Строение земной коры Японского моря по данным геофизических исследований. Автореф. докт. дис. М., Изд-во МГУ.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А. 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., "Наука".
- Кулинич Р.Г., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. и др. 1973. О строении земной коры в западной части Японского моря. — В кн. "Геофизические исследования в Японском море". Владивосток.
- Леликов Е.П., Берсенев И.И., Берсенев Ю.И. и др. 1975. О находке раннепротерозойской метаморфической породы в юго-западной части Японского моря. — Труды Тихоок. ин-та океанол. АН СССР. "Проблемы геологии окраинных морей Тихого океана", т. 7. Влади-восток.
- Леликов Е.П., Васильев Б.И. 1974. Петрохимия и геохимия гранитов подводной возвышенности Ямато (Японское море). — Изв. АН СССР, се-рия геол., № 5.
- Пушаровский В.М. 1973. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмен-та Земли. М., "Наука".
- Рудич Е.М. 1962. Основные закономерности тектонического развития При-морья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., "Наука".
- Строев П.А., Гайнанов А.Г., Павлов Ю.А. 1973. Новые данные об изо-стазии и глубинной структуре коры Японского моря. — В кн. "Морские гравиметрические исследования". М., Изд-во МГУ.
- Уено Н., Канеoka И., Озима М. и др. 1972. Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканиче-ских породах со дна Японского моря. — Труды СахКНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск.
- Шевалдин Ю.В. 1974. Аномальное магнитное поле и некоторые геологи-ческие особенности строения региона Японского моря. Автореф. канд.дис. Владивосток.
- Ясуи М., Уэда С., Ватанабе Т. 1972. Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японию морей. — Труды СахКНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ВПАДИН СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Последние годы отличаются массовым накоплением информации по Средиземному морю, в получении которой участвовали советские экспедиции на научно-исследовательских судах "Академик С.Вавилов", "Заря", "Академик Архангельский", "Юрий Годин", "Владимир Обручев". Интерпретация новых данных позволяет более уверенно осветить глубинную структуру и геодинамические процессы, приведшие к образованию впадин Средиземноморья.

МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СТРОЕНИЕ ОСНОВАНИЯ ВПАДИН

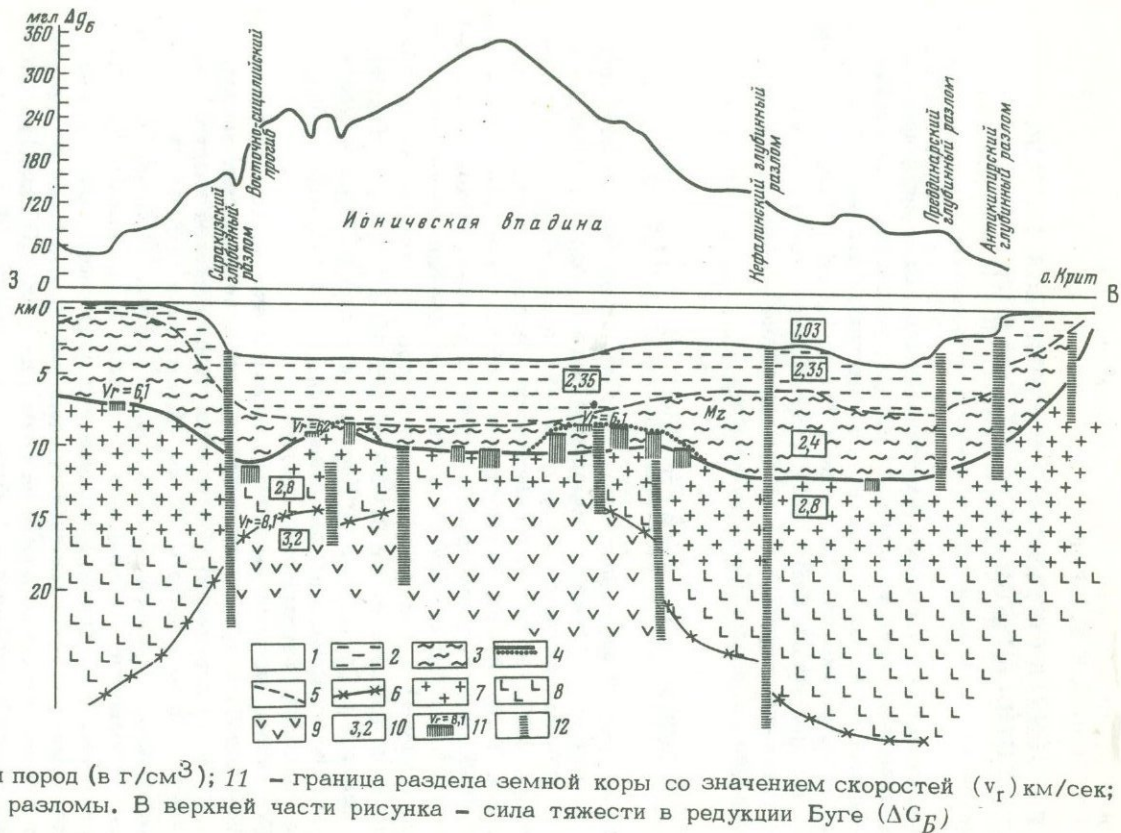
Подошва земной коры, положение которой определено по корреляционной зависимости между аномалиями Буге и сейсмическими данными, располагается на глубинах от 11–16 до 50–52 км (Гаркаленко и др., 1972). В горно-складчатых областях Апеннин, Северной Сицилии, Тельд-Атласа мощность коры обычно превышает 40–45 км. Здесь наблюдаются дугообразные "рвы" в рельефе Мохо, дифференцированные на ряд сегментов. В Северной Африке, южной части Сицилии (Рагуза) и Апеннинского полуострова (Апулия – Гаргано) мощность коры изменяется от 30–34 до 38–40 км. Сходная картина наблюдается в Сардинии и на Корсике, а также на большей части Адриатики, северной и южной периферии Центрального бассейна, в море Альборан, Финикийском секторе.

Глубоководные впадины характеризуются аномально высоким положением подошвы земной коры (11–12 км в центральных частях, 18–22 км по периферии). На востоке (Левантийская впадина) минимальная глубина Мохо – 22 км (Москаленко, 1974). Несмотря на общее сходство уровней раздела кора – мантия, глубинное строение впадин Ионического и Западного бассейнов, по-видимому, существенно различно. В Ионической впадине под осадочной толщей можно предполагать наличие мантийного диалаира (рис. 1). На это указывает отклонение здесь аномалий Буге [на $+(80-100 \text{ мгл})$] от общей региональной зависимости. Сейсмические данные (Weigel, Hinz, 1971) не противоречат такому выводу.

Мощность консолидированной части земной коры в исследуемой области весьма изменчива. Глубоководные впадины в связи с подъемом Мохо отличаются сокращенной мощностью этой части коры, минимальные значения (5–10 км) характерны для центральных частей Ионического, Тирренского, Алжиро-Прованского бассейнов. Данные глубоководного бурения в Альборанском море (Ryan a. oth., 1973) и драгирование в Тирренском море (Heezen a. oth., 1971), а также материалы сейсмических и магнитометрических исследо-

Рис. 1. Геолого-геофизический разрез через Центральный бассейн

1 - водный слой; 2 - толща кайнозойских отложений; 3 - толща верхнепалеозойско (?) - мезозойских отложений; 4 - граница подошвы осадочной толщи; 5 - отражающий горизонт вблизи кровли мезозоя; 6 - граница Мохоровичича; 7 - породы основания преимущественно кислого состава; 8 - породы основания преимущественно основного состава; 9 - ультраосновные породы; 10 - предполагаемые плотности пород (в г/см^3); 11 - граница раздела земной коры со значением скоростей (v_r) км/сек; 12 - предполагаемые разломы. В верхней части рисунка - сила тяжести в редукции Буге (Δg_B)



ваний по всем впадинам (Weigel, Hinz, 1971; Hinz, 1972; Мало-вицкий и др., 1974; Москаленко, 1974) позволяют полагать, что, несмотря на сокращенную мощность, основание большинства впадин сложено метаморфическо-магматическим комплексом пород. Судя по последним данным, верхняя часть консолидированной коры даже в центральных частях впадин сложена породами со скоростями сейсмических волн 5,6–6,0 км/сек в Левантийской впадине (Москаленко, 1974), 6,0–6,2 км/сек в Ионическом бассейне (Weigel, Hinz, 1971), 6,0 км/сек в Алжиро-Прованском бассейне (Hinz, 1972). На большей части впадин Восточного и Центрального Средиземноморья (Финикийская, Леванта, Сидра, Адриатическая, Африкано-Сицилийский порог) основание, вероятно, представлено главным образом байкальским, а под впадинами западных бассейнов (Тирренская, Алжиро-Прованская, Альборанская) герцинским комплексами. Такой вывод находится в соответствии с представлениями М.В. Муратова (1969) о строении складчатого основания всего Средиземноморского пояса. Особый участок консолидированной коры, как указывалось выше, отмечается в наиболее погруженной части Ионического бассейна, а также в районе подводного хребта, восточное окончание которого пересекает эту впадину.

Рельеф консолидированного основания сильно дифференцирован. Выделяются обширные впадины и прогибы с глубинами до 10 км и более. Даже в зонах крупных поднятий Керкена, Рагуза, Апулия складчатое основание залегает на глубинах 4–6 км. Геофизические данные указывают на широкое развитие глубинных разломов продольного (средиземноморского) и поперечного направлений. Эти разломы расчленяют впадину Средиземного моря на крупные мегаблоки.

ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Характерной особенностью всех основных впадин Средиземного моря является огромная мощность осадочной толщи (рис. 2). Она достигает 10–14 км в Финикийском, Левантийском секторах и в море Сидра, 6–8 км в Ионическом и Алжиро-Прованском бассейнах, 8–14 км в Адриатике. Сравнительно небольшие мощности (2–3 км) отмечены только в Тирренской впадине, Альборанском море и некоторых локальных участках.

Возраст осадочного выполнения впадин различный. Верхнюю часть разреза повсеместно слагают глинисто-карбонатные плиоцен-четвертичные отложения мощностью до 1–2 км и эвалоритовая серия верхнего миоцена (до 2–3 км в Алжиро-Прованском бассейне). Гораздо труднее установить возраст низов осадочной толщи. В западной части Средиземного моря осадочный разрез скорее всего начинается с палеогена, а в Тирренской впадине – с верхнего миоцена. Более древними являются низы разреза в центральной части акватории. Здесь несомненно присутствие мощной палеогеновой и мезозойской толщи начиная с триаса (Москаленко, 1966; Finetti, Morelli, 1972).

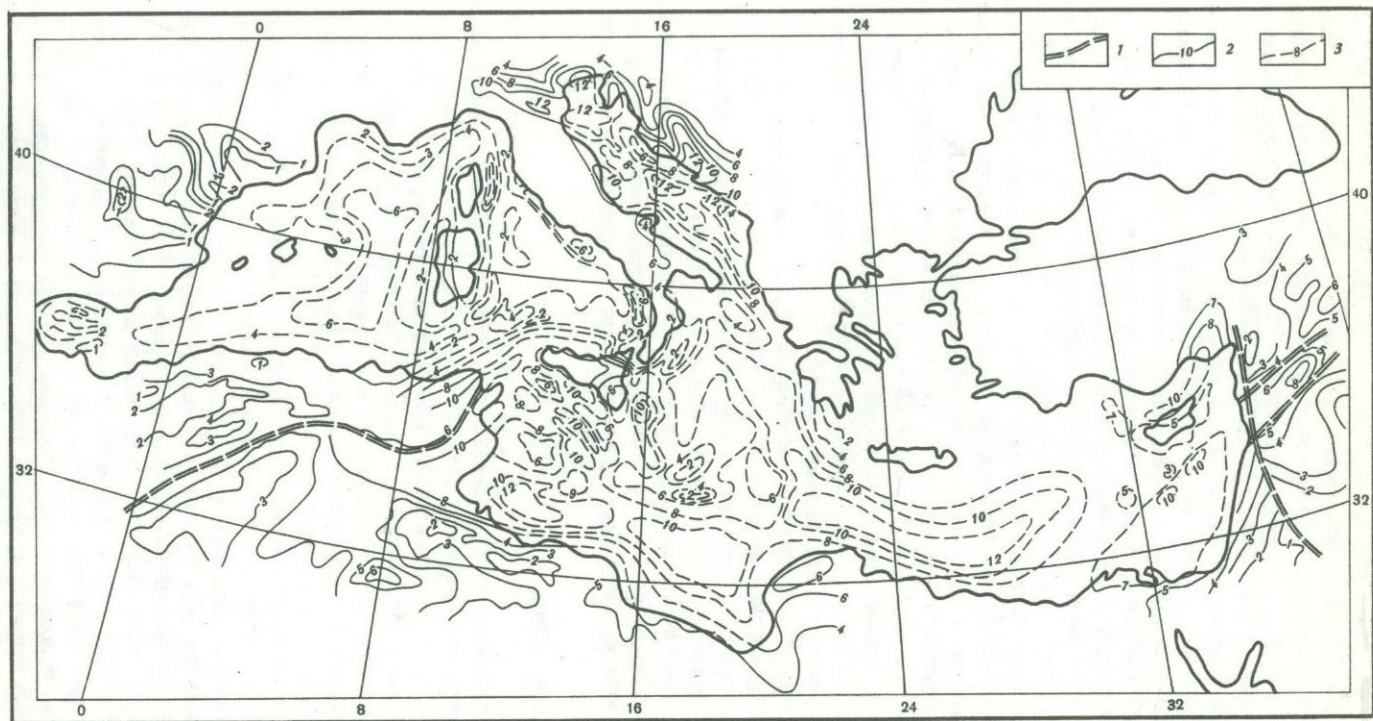


Рис. 2. Мощность осадочной толщи

1 - крупные тектонические нарушения; 2 - изопахты осадочной толщи (в км); 3 - то же, предполагаемые

Высокие значения скоростей сейсмических волн (5,5–6,2 км/сек для мезозойских отложений и 5,0–5,1 км/сек для палеогеновых), сохраняющих постоянство на огромной площади, свидетельствуют о том, что мезозойско-палеогеновая толща представлена преимущественно карбонатными породами. Корреляция данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) со скважинами, пробуренными на севере Египта и Ливии, позволяет предполагать широкое развитие осадочного палеозойского и мезозойского комплекса в море Леванта (Саид, 1965; Москаленко, 1974).

Принципиально важным выводом, вытекающим из материалов сейсмических исследований, является пологое залегание мощной осадочной толщи под дном большинства впадин. Районы активной альпийской тектоники охватывают только периферию некоторых бассейнов, прилегающих к альпийским складчатым сооружениям. На отдельных участках отмечается интенсивная дислоцированность блокового, дизъюнктивного типа. Верхняя часть осадочной толщи в Алжиро-Прованском бассейне осложнена проявлениями солянокупольной тектоники, однако подстилающие эвапоритовую толщу отложения залегают полого (Finetti, Morelli, 1972).

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПРИРОДА ВПАДИН

Имеющиеся данные о структуре консолидированной части земной коры еще не позволяют отчетливо представить древнюю историю геологического развития рассматриваемых впадин. Не исключено, что древнейшие структуры этой области "просвечивают" сквозь мощную толщу фанерозоя в виде субмеридиональных магнитных аномалий, которые удается проследить до Африканской платформы. В палеозое развитие западной части Средиземного моря существенно отличается от центральной и восточной. В западных бассейнах преобладали геосинклинальные условия, о чем свидетельствуют метаморфизация и интенсивная дислоцированность палеозойского комплекса. Центральный и восточный бассейны представляли область активного компенсированного опускания с накоплением мощной слабодислоцированной осадочной толщи. В позднем палеозое завершаются геосинклинальные процессы в западных бассейнах (Тирренском, Алжиро-Прованском), что привело к консолидации складчатого основания и его посторогенным изменениям. В то же время вполне вероятно крупные общие поднятия в Ионическом бассейне, Адриатике и восточной части Средиземного моря. К такому заключению приводит отсутствие или континентальный облик верхнепалеозойских отложений на многих обширных участках побережья (Муратов, 1962; Емельянов и др., 1964; Саид, 1965; Хаин, 1971).

Мезозойский этап развития гораздо более обоснован фактически данными. В Восточном Средиземноморье (Поназаров и др., 1964; Саид, 1965; Москаленко, 1966) мезозойский комплекс отличается значительной полнотой разреза, причем мощности возрастают до 4–

5 км в сторону моря Леванта, южная часть которого являлась крупным прогибом (Левантийская впадина). В Ионическом бассейне и Адриатике мезозой представлен мощной толщей преимущественно карбонатных пород, что подтверждено геофизическими данными (Finetti, Morelli, 1972; Sancho a. oth., 1973). Таким образом, все эти бассейны в течение мезозоя представляли собой области интенсивных опусканий. Менее определено можно судить о мезозойском этапе развития Алжиро-Прованского и Тирренского бассейнов. Возможно, они не были полностью покрыты морем и часть их представляла сушу. Вместе с Корсикой и Сардинией они входили в состав Западно-Средиземноморского герцинского срединного массива. На это указывает анализ фаций мела Италии и флишевых толщ у южного подножия современных Кабилид (Козлов, 1974).

Палеоген-миоценовый (домессинский) этап развития характеризуется более дифференцированным развитием разных областей Средиземного моря. В восточном секторе компенсированное прогибание и осадконакопление продолжались почти в тех же границах, что и в мезозое. В то же время в Алжиро-Прованском и Тирренском бассейнах происходило перераспределение областей размыва и осадконакопления. Анализ фаций эоцена и олигоцена прибрежных областей, а также островов (Trevisan, Tongiorgi, 1957; Stanley, Mutti, 1968) позволяет сделать вывод о существовании областей размыва на месте Лигурийского, Тирренского и значительной части Балеарского бассейнов. С начала миоцена вся область Алжиро-Прованского бассейна вовлекается в прогибание. Глубина его к концу тортона достигла 2-3 км, о чем свидетельствуют величины переуглубления долин крупных рек (Рона, Эбро) (Чумаков, 1971). Одновременно во многих районах современного обрамления этого бассейна продолжалось начавшееся в олигоцене активное воздымание, в результате которого сузились и постепенно прекратили свое существование некоторые проливы, связывающие его с Атлантическим океаном (Бетский, Рифский). В тортонский век началось формирование впадины Альборанского моря.

Мессинский этап (поздний миоцен) характеризуется резким изменением условий осадконакопления, связанным с относительной изоляцией Средиземного моря от океана и многократным осушением бассейнов. Сформировавшаяся в этих условиях эвапоритовая формация имеет почти повсеместное распространение на площади Средиземного моря с выходом в ряде районов побережья (Чумаков, 1971; Ryan a. oth., 1973). Мессинские отложения в центральных областях впадин в общем согласно перекрывают подстилающие отложения, а в периферических зонах переходят на более древние горизонты. Этот факт свидетельствует о непрерывном в течение всего мессинского времени прогибании основных бассейнов Средиземного моря, унаследованном в Балеарском, Ионическом и Левантийском морях. Большая же часть Тирренского моря начала погружаться вслед за своими окраинами только в мессинии, о чем свидетельствует залегание эвапоритов на дислоцированных отложениях палео-

зою и, возможно, мезозоя. На Восточно-Средиземноморском макровале мощности эвапоритовой толщи меньше, чем в окружающих областях, а кровля мессиния имеет эрозионный характер. Это означает, что во второй половине или конце мессинского времени эта область представляла собой сушу, возникшую, вероятно, в результате тектонического поднятия. Подобная картина наблюдается и на побережье Сирии.

Плиоцен-четвертичный этап развития начинается с мгновенного (в геологическом смысле) заполнения бассейнов Средиземного моря океаническими водами в связи с раскрытием Гибралтарской "трещины". Прямые доказательства этого явления зафиксированы в эстуариях крупных рек (Чумаков, 1967; Bar, Walker, 1973) и подтверждены бурением (Ryan a. oth., 1973). С этого времени в большинстве бассейнов возникли глубоководные условия.

Судя по данным непрерывного сейсмопрофилирования, толща плиоцен-четвертичных отложений в ряде областей Средиземного моря (Африкано-Сицилийский порог, Тирренская, Критская и система Эллинских впадин) рассечена молодыми сбросами. Они свидетельствуют о дифференцированных тектонических движениях, особенно активно проявившихся в районах, прилегающих к геосинклинальной зоне. В некоторых областях (главным образом в Лигурийском и Балеарском бассейнах) в плиоцене началось формирование солянокупольных структур, что привело к дислокации плиоцен-четвертичных отложений (Glangeaud, 1966; Watson, Johnson, 1968). Интенсивное тектоническое прогибание характерно только для узких альпийских краевых (передовых) прогибов. В целом же в плиоцен-четвертичное время продолжалось углубление всех бассейнов Средиземного моря. По-видимому, наибольший размах опусканий был характерен для Тирренского бассейна (Муратов, 1972), ряда впадин Эгейского моря и Эллинского желоба. По периферии Средиземного моря продолжались воздымания, благодаря которым неогеновые морские отложения оказались поднятыми на различную высоту. В плиоцене вышла из-под уровня моря также обширная территория Балеарского архипелага, включая область современного пролива, отделяющего его от суши (Colom, 1958).

Приведенные данные позволяют сделать некоторые общие выводы. Большая часть современного Восточного Средиземноморья начиная с палеозоя характеризовалась тенденцией к компенсированным опусканиям. Отмечается преемственность (унаследованность) развития в течение большей части фанерозоя, хотя, несомненно, было некоторое смещение зон наибольшего опускания. Впадины Левантийская, Ионическая, Сидра, Триполитанская, Адриатическая могут рассматриваться как центры тектонических погружений, вовлекающие в опускание окружающие территории. Устойчивость тектонических тенденций в течение длительного времени, вероятная фациальная взаимосвязь осадочных толщ по простиранию с районами современной суши свидетельствуют, на наш взгляд, против представлений о мозаичном движении не связанных друг с другом "плит литосферы" (Dowey a. oth., 1973).

Во всяком случае весь указанный регион должен быть отнесен к единой "литосферной плите" (Finetti, Morelli, 1972).

Совершенно иная история развития отмечается для западной части акватории, где, вероятно, вплоть до третичного времени (до неогена?) располагался приподнятый Западно-Средиземноморский срединный массив герцинского возраста. На месте впадины Тирренского моря почти до конца неогена существовал тектонически и геоморфологически поднятый участок земной коры, который входил в состав срединного массива. Только в торлоне - мессинии началось его раздробление и частичное опускание, а в плиоцене оно сменилось резким обрушением и превращением бывшего массива в глубоководный водоем.

Позднемиоценовый (мессинский) и плиоцен-четвертичный этапы развития сходны для всех основных впадин Средиземного моря. Именно с данной стадией, по нашему мнению, следует связывать глубинные изменения в верхней мантии, которые привели к сокращению мощности консолидированной части коры, подъему вверх раздела кора-мантия, формированию некоторых специфических геофизических характеристик (высокие аномалии Буге и др.). Все эти явления можно объяснить плавлением нижней части коры в результате зонной плавки (Виноградов, 1962; Розанов, 1974), уплотнением вещества мантии на глубине (Субботин и др., 1964) или процессом метаморфического преобразования низов земной коры (Муратов, 1972). Глубинные процессы вызвали резкое опускание дна впадин, обусловили повышенную интенсивность вулканизма (Милановский, Короновский, 1973). В Ионическом и Адриатическом бассейнах и некоторых впадинах восточной части моря начальные фазы глубинных преобразований имеют более древний возраст, однако роль позднемиоценового и плиоцен-четвертичного опускания является решающей для формирования современных впадин.

Отмеченные процессы обусловили особое строение рассматриваемых впадин, существенно отличное от структур более ранней генерации, на которые они наложены (герцинские массивы, краевая часть Африканской платформы). История их развития показывает, что эти различия возникают постепенно или резко по мере того, как погружающиеся впадины становятся устойчивыми морскими бассейнами. Учитывая специфический облик подобных впадин и широкое распространение на Земле, их следует выделить в особую геотектоническую категорию.

ABSTRACT

Combined geologic-geophysical investigations were carried out in the main Mediterranean depressions. The M-discontinuity was found to be not deep: from 11-15 km in the Algero-Provançal basin to 22-25 km in the eastern part of the sea. The consolidated part of the crust is of small thickness (5-10 km). New deep seismic sounding data show that 5,8-

6,4 km/sec rocks may occur in the upper part of this complex. The analysis of magnetic and gravimetric data points to the block structure and heterogeneity of the basement in different areas. The major faults are of longitudinal (Mediterranean) and lateral trends. A conclusion may be drawn that the consolidated crust is rather old-aged (Balkanian in the central and eastern parts of the sea and Hercynian in its western part).

The Mediterranean depressions have great thicknesses of sedimentary rock sequence reaching 8–15 km. Several structural stages are distinguished in the sedimentary complex. The youngest of them are the Messinian (evaporite) and Pliocene-Quaternary stages. It is characteristic that this rock sequence is of gentle dislocation.

The geotectonic nature of the Mediterranean depressions is related to the appearance of the extensive Alpine Mediterranean belt. These depressions have been developing for a long time as tectonic subsidence areas (as it is evident from data on thickness and age of the sediments). The peculiarities of the crustal structure and the evolution history allow to assign these elements to a particular geotectonic type.

ЛИТЕРАТУРА

- Виноградов А.П. 1962. Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле. — Геохимия, № 3.
- Гаркаленко И.А., Гончаров В.П., Маловицкий Я.П. и др. 1972. Земная кора внутренних морей и континентальных впадин области Западного Тетиса. — Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Докл. сов. геологов, проблема 8. "Геология и геофизика моря." М., "Наука".
- Емельянов Е.М., Михайлов О.В., Москаленко В.Н., Шимкус К.М. 1964. Основные черты тектонического строения дна Средиземного моря. — Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геологов, проблема 16. М., "Наука".
- Козлов В.В. 1974. Перикратонные орогенные области Северной Африки и Аравии. — Бюл. МОИП, отд. геол., № 6.
- Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В. 1974. Магнитное поле восточной части Средиземного моря и его геологическая природа. — Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Милановский Е.Е., Короновский Н.В. 1973. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., "Недра".
- Москаленко В.Н. 1966. Новые данные о строении осадочной толщи и фундамента в море Леванта. — Океанология, т. VI, № 6.
- Москаленко В.Н. 1967. Строение осадочной толщи в Тирренском море по сейсмическим данным. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Москаленко В.Н. 1974. Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта. — Геотектоника, № 4.
- Муратов М.В. 1962. История геологического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Муратов М.В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, № 2.
- Муратов М.В. 1972. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, № 5.

- Поникаров Е.Д., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В., Казьмин В.Г. 1964. Тектоника северной части Аравийской платформы. - Сов. геология, № 1.
- Розанов И.А. 1974. Происхождение океанов. - Изв. высш. учебн. завед., Геол. и разведка, № 10.
- Саид Р. 1965. Геология Египта. М., "Мир".
- Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш. 1964. Процессы в верхней мантии Земли. Киев, "Наукова думка".
- Чумаков И.С. 1967. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. - Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 170. М., "Наука".
- Чумаков И.С. 1971. Некоторые вопросы геологической истории Средиземного моря в конце миоцена - начале плиоцена по новым данным. - Сов. геология, № 10.
- Хаин В.Е. 1971. Региональная геотектоника. М., "Недра".
- Bar F.T., Walker B.R. 1973. Late Tertiary channel system in Northern Lybia and its implications on Mediterranean Sea level changes. - Initial Reports Deep Sea Drilling Project, v. XIII. Washington.
- Colom G. 1958. The age of the beds with *Miogypsina mediterranea* Bronnimann on the island of Majorca. - Micropaleontology, v. 4, N 4.
- Dewey Y.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonin Y. 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpin system. - Bull. Geol. Soc. Amer., v. 34.
- Finetti J., Morelli C. 1972. Wide scale digital exploration of the Mediterranean Sea. - Boll. geofis. teorica ed appl., v. XIV, N 56.
- Glaumeaud L. 1966. Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géoméde. - C. r. Acad. sci. Paris, v. 262.
- Heezen B.C., Gray C., Segre A., Zarudski E.J. 1971. Evidence of founded continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea. - Nature, v. 229.
- Hinz K. 1972. Results of seismic refraction investigation (project Anna) in the Western Mediterranean Sea, south and north of Mallorca. - Bull. Centre rech. Rau, v. 6, N 2.
- Ryan W.B.F., Hsu K.J. a. oth. 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. XIII. Washington.
- Sancho J., Letouzey J., Biju-Duval B. a. oth. 1973. New date on the structure of the Eastern Mediterranean basin from seismic reflection. - Earth and Planet. Sci. Lett., v. 18, p. 189-204.
- Stanley D.J., Mutti E. 1968. Sedimentological evidence for an emerged land mass in the Ligurian Sea during the Paleogene. - Nature, v. 218, N 5, p. 32-36.
- Trevisan L., Tongiorgi E. 1957. La tirrenide. - Scientia (Ital.), v. 92, N 12.
- Watson J.A., Johnson G.L. 1968. Mediterranean diapiric structures. - Bull. AAPG, v. 52, p. 2247-2249.
- Weigel W., Hinz K. 1971. Preliminary results of seismic measurements in the Ionian Sea and on the Malta shelf. - Commun. Observ. Roy., N 101.

ГЛАВНЕЙШИЕ АССОЦИАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ОКЕАНОВ И ПРИЧИНЫ ИХ РАЗНООБРАЗИЯ

Исследования последних лет показали большое разнообразие вулканических пород океанов. Так же, как и в вулканических породах континентов, среди них стало возможным выделение закономерных ассоциаций, с дальнейшим изучением их размещения в пространстве и во времени.

Среди вулканических ассоциаций континентов по соотношению главных слагающих их типов пород выделены однородные (базальтовые, липаритовые), непрерывные и контрастные ассоциации. Океанический вулканизм отличается меньшим разнообразием ассоциаций, чем континентальный. В океанах могут быть выделены однородные (базальтовые) и непрерывные ассоциации. Контрастные ассоциации в своем типичном развитии отсутствуют.

Однородные вулканические ассоциации океанов характеризуются только базальтовым составом. Среди них лучше всего изучены базальтовые ассоциации срединно-океанических хребтов. Как и на континентах (ранние этапы развития геосинклиналей, траппы), их появление связано с образованием мощных зон проницаемости в земной коре в условиях длительного и устойчивого режима растяжения.

При большом сходстве с однородными сериями континентов они обладают и некоторыми петрологическими отличиями (Шейнманн, 1968; Фролова, Рудник, 1972) в химизме и минеральном составе.

Это обычно афировые, редко порфиновые оливиновые толеиты с оливин-плагиоклазовыми парагенезисами вкрапленников (клинопироксен во вкрапленниках, в отличие от континентальных базальтов, редок). Они отличаются также более высоким содержанием магния и более низким — железа и щелочей. Особенно типичен резко выраженный дефицит калия. Помимо калия, океанические толеиты резко обеднены другими электроположительными легкими элементами с крупными ионами (Rb, Cs, Ba, La, Ce, Tr) и обогащены тяжелыми, приближаясь в этом отношении к каменным метеоритам (Freu a. oth., 1968; Schilling, 1969).

Примером однородных базальтовых ассоциаций океанов может служить ассоциация базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (район впадины Хесса) и базальтов Срединно-Индийских хребтов.

Впадина Хесса представляет собой глубокую широтную депрессию, разделяющую океанические плиты Наска и Кокосовую, и рассматривается как рифтовая структура, являющаяся новым активным центром расширения океанического дна. Экспедицией НИС "Дмитрий Менделеев" в 1972 г. был детально обследован наиболее глубоководный участок впадины вблизи ее пересечения с Восточно-Тихоокеанским поднятием. При этом установлено, что в бортах впадины

обнажается толща переслаивающихся эффузивных и гипабиссальных оливиновых базальтов и долеритов, относящихся к океаническим толеитам.

Изучение пород показало, что в целом однородные толеиты обладают некоторыми вариациями химического состава и минералого-петрографических особенностей. Во впадине Хесса выделяются три группы пород: высокоглиноземистые базальты (17–20% Al_2O_3), низкоглиноземистые (14–16% Al_2O_3) и базальты с нормальным содержанием глинозема (16–17% Al_2O_3).

Высокоглиноземистые базальты характеризуются также высокими содержаниями CaO (12–13,5%), MgO (8,5–10%) и предельно низкими – щелочей ($Na_2O + K_2O = 2–2,3\%$, при $K_2O = 0,08–0,14\%$), TiO_2 (0,5–0,7%) и P_2O_5 (0,06–0,08%). Низкоглиноземистые базальты отличаются более низким содержанием CaO (8,5–11,5%), MgO (6,5–8,5%) и более высоким содержанием щелочей ($Na_2O + K_2O = 2,5–3,5\%$, при $K_2O = 0,16–0,30\%$), TiO_2 (1–2%), P_2O_5 (0,1–0,3%). Породы третьей группы по содержанию всех этих элементов занимают промежуточное положение. Их состав лежит на сухой котектической линии диопсид – альбит – анортит. Породы первых двух групп по отношению к ним комплементарны. Их образование связано с кристаллизационной дифференциацией "сухой" базальтовой магмы и с некоторым относительным накоплением в одних частях магматического очага основного плагиоклаза, отделившегося в приликвидусных фазах кристаллизации, а в других – летучих и щелочей.

Вулканизм впадины Хесса является естественной петрологической моделью, на которой видно, что появление базальтов повышенной щелочности, пространственно и во времени тесно ассоциирующих с толеитами, может быть связано с внутрикамерной дифференциацией последних (1); накопление глинозема в базальтах срединно-океанических хребтов до 20–21% является скорее результатом дифференциации умеренно глиноземистой толеитовой магмы (16% Al_2O_3), чем следствием высокого содержания летучих при магмообразовании (2); масштабы кристаллизационной дифференциации обычно незначительны, что связано с высокой проницаемостью коры (3).

Большая роль степени проницаемости земной коры и верхней части мантии в формировании облика и состава базальтов была установлена также при изучении глубоководного вулканизма системы Срединно-Индийских хребтов (Чернышева, Рудник, 1970; Рудник, Фролова, Чернышева, 1972; Фролова, Рудник, 1972). Было показано, что порфиновые типы высокоглиноземистых базальтов свойственны преимущественно тем частям системы (Восточно-Индийская ветвь), которые характеризуются отсутствием четко выраженного рифтового ущелья и, вероятно, пониженной проницаемостью.

Таким образом, небольшие вариации в целом однородных по составу базальтов срединно-океанических хребтов связаны в первую очередь с кристаллизационной дифференциацией, степень которой, однако, очень невелика. Другими причинами этой неоднородности, не

рассматриваемыми здесь, возможно, являются вариации условий выплавления магмы и провинциальные различия состава верхней мантии.

Непрерывными вулканическими ассоциациями, типичными для океанических областей, являются субщелочные и щелочные ассоциации вулканических островов, некоторых одиночных гор ложа океана и вулканических поднятий типа Гавайского. С некоторой долей условности к океаническим непрерывным ассоциациям могут быть отнесены также вулканические комплексы тех островных дуг, которые заложены непосредственно на океанической коре и имеют толеитовый характер (Южно-Сандвичева дуга, Идзу-Бонинская и др.).

Появление щелочных непрерывных дифференцированных серий пород на вулканических островах и подводных поднятиях является следствием понижения проницаемости земной коры и мантии в этих районах и образования длительно живущих замкнутых магматических очагов. Отстаивание базальтовых расплавов в последних сопровождается процессами фракционирования с накоплением летучих компонентов, щелочей и других легких положительных элементов, а также процессами взаимодействия с материалом основания коры и мантии.

Обогащение щелочами конечных членов непрерывных ассоциаций при этом находится в прямой зависимости от состава исходных базальтов, что еще раз подчеркивает генетическую общность всех членов серии. Так, ассоциации Гавайских островов (Macdonald, 1968), начальный щитовой (подводный) этап развития которых характеризуется излияниями однородных оливиновых базальтов с несколько повышенной против типично океанических щелочностью, на поздних этапах развития уже в надводных условиях характеризуются относительно широким проявлением трахитов вплоть до появления небольших объемов натровых риолитов. Эволюция магматизма Галапагосских островов (McBirney, Aoki, 1966), начинаясь низкокалийевыми толеитовыми базальтами, заканчивается лишь трахидацитами.

Существенным отличием щелочных непрерывных ассоциаций океанических островов от аналогичных ассоциаций континентов является преимущественно натровый характер первых. Калиевые ассоциации появляются на тех островах, где установлены или предполагаются процессы анатектического взаимодействия первичной базальтовой магмы с сиалической корой (острова Кергелен, Ян-Майен, Тристанда-Кунья, Гоф, подводное поднятие Сьерра-Леоне).

Характерный для рассматриваемых ассоциаций ход эволюции пород в сторону повышения щелочности параллельно возрастанию их кремнекислотности связан прежде всего с условиями выплавления базальтовой магмы в океанах, в которой с самого начала намечается тенденция к некоторой недосыщенности кремнеземом. Одним из вероятных предположений, объясняющих существенно натровый характер ассоциаций, является эволюция магмы вне континентальной богатой калием коры (Шейнманн, 1968; Фролова, Рудник, 1972).

Особняком среди океанических непрерывных ассоциаций стоят толеитовые ассоциации островных дуг, заложенных на океанической или субокеанической коре, в большей или меньшей близости от окраин континентов. Для них типично накопление железа в процессе дифференциации, доходящей до появления исландитов и железистых дацитов (Gass a. oth., 1962). Эти ассоциации могут быть отнесены к океаническим лишь условно, так как обстановка их формирования не ясна до конца. Однако они, несомненно, более примитивные, чем известково-щелочные серии островных дуг, для которых установлена тесная связь с "континентальностью" коры под ними (Масуренков, 1972; Miyashiro, 1974); эти серии здесь не рассматриваются. Происхождение толеитовых ассоциаций изучалось на примере серий вулканитов Южно-Сандвичевой дуги (Фролова, Рудник, 1974), занимающей своеобразное положение на границе между бассейнами Атлантического и Тихого океанов. Исходные составы базальтов Южно-Сандвичевых островов относятся к пересыщенным кремнеземом лейкократовым толеитам. От лейкократовых базальтов известково-щелочных серий континентов, так же как и океанические базальты, они отличаются пониженным содержанием титана, калия, фосфора и других легких малых элементов и низкой окисленностью железа. От океанических толеитов их отличает большая насыщенность кремнеземом и редкопорфировый тип пород с присутствием в парагенезисе вкрапленников пироксенов, не свойственных первым.

Образование Южно-Сандвичевых вулканитов рассматривается как результат эволюции океанических толеитовых базальтов в промежуточных очагах, расположенных под островами на разных уровнях, в которых осуществлялась последовательно прогрессирующая дифференциация вплоть до появления высокоглиноземистых базальтов (анортозитовая тенденция). Нами было показано, что исходные составы южносандвичевых базальтов могут быть получены расчетным путем, при фракционировании 10% оливина из типичных океанических толеитов срединных хребтов, а наиболее богатые глиноземом (до 22,5% Al_2O_3) базальты некоторых вулканических центров дуги могут быть рассчитаны вычитанием количества окислов, эквивалентных содержанию 20% основного плагиоклаза (модальное содержание вкрапленников плагиоклаза в высокоглиноземистых базальтах о-ва Виндикейшн), из состава, отвечающего среднему базальту Южно-Сандвичевых островов.

Итак, непрерывные вулканические серии Южно-Сандвичевой дуги и других островных дуг (Идзу-Бонинской, Марианской, Тонга), сходных с ней по тектонической позиции и вулканизму, могут возникнуть в результате многоэтапной внутрикамерной дифференциации базальтовой магмы, первоначально близкой к магме срединно-океанических хребтов. Преобладание обстановки пульсационного сжатия при формировании островных дуг, в отличие от обстановки растяжения, свойственной срединно-океаническим хребтам, определило появление в этих структурах непрерывных ассоциаций вулканических пород, объясненных своим происхождением главным образом дифференциацией.

В заключение разбора непрерывных ассоциаций вулканитов следует отметить, что ряд признаков (высокая эксплозивность, появление в кислых членах гидроксилсодержащих минералов, высокая степень окисленности железа) свидетельствует, что в формировании непрерывных серий океанов участвует значительное количество летучих компонентов, что отличает обстановку их формирования от обстановки однородных ассоциаций.

Третий тип ассоциаций вулканических пород — контрастный, представляющий собой пространственное сочетание основных и кислых вулканитов без промежуточных членов, широко развитый в континентальных структурах, — в океанах до настоящего времени уверенно не установлен.

СМЕНА ВО ВРЕМЕНИ И ЛАТЕРАЛЬНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ

Пути решения этой проблемы лежат в сравнении вулканизма океанических структур, находящихся на разном уровне развития, в сравнении вулканических ассоциаций, находящихся на различном расстоянии от осей раздвижения океанических плит, и, наконец, в сравнении вулканических ассоциаций океанов и континентов. Такие сравнения должны проводиться отдельно для относительно стабильных областей (океанические плиты и платформы континентов) и для подвижных поясов.

Вулканические ассоциации океанических плит, так же как и континентальных платформ, обычно приурочены к разломам. На них располагаются различные в морфологическом отношении вулканические структуры — поднятия и хребты, одиночные подводные вулканы и океанические острова. Как правило, однородные ассоциации базальтов сменяются во времени непрерывными ассоциациями щелочного типа (Гавайские и Галапагосские острова, о-в Св. Елены и др.). Значительно реже появляются зачатки известково-щелочного ряда (Восточно-Индийский хребет).

Подобная последовательность ассоциаций определяется в первую очередь тектонической обстановкой формирования того или иного региона.

Так, массовые излияния базальтовой магмы преимущественно линейно-трещинного характера, происходящие в обстановке высокой проницаемости земной коры, в условиях ее преобладающего растяжения, сменяются локально развитым вулканизмом центрального, очагового типа, возникновение которого возможно лишь в условиях преобладающего сжатия и пониженной проницаемости земной коры.

Это, в свою очередь, обуславливает появление замкнутых очагов и магматических бассейнов и усиление роли дифференциации как фактора эволюции непрерывных вулканических серий.

Вулканические ассоциации на континентальных платформах, так же как и их временная последовательность, сходны с таковыми.

океанических плит. Различие заключается в появлении аксессуарных количеств кислых пород среди однородных толеитовых базальтов континентов, что в некоторых случаях сближает их с контрастными ассоциациями. Кроме того, здесь широко развиты самостоятельные щелочно-базальтоидные ассоциации, как бы наращивающие временной ряд непрерывных ассоциаций континентальных кратонов во времени.

Но самые разительные отличия как в составе, так и во временной последовательности вулканических ассоциаций отмечаются при сравнении вулканизма подвижных поясов океанов (срединно-океанически хребты и дуги, заложенные на океанической коре) и континентов.

Имеющиеся данные по вулканизму срединных хребтов (Bonatti a. oth., 1970) свидетельствуют о том, что в течение нескольких десятков миллионов лет в подвижных областях океанов генерировались все те же однородные ассоциации океанических базальтов. Вариации составов этих базальтов как в пространстве, так и во времени не выходят за рамки их принадлежности к однородным ассоциациям.

Временной ряд ассоциаций континентальных подвижных поясов отличается большим разнообразием. В своем наиболее полном выражении он начинается, как правило, ассоциацией однородных толеитовых базальтов, которые сменяются контрастными, а затем непрерывными, преимущественно известково-щелочными ассоциациями при постепенном нарастании кислых пород. Кульминационным моментом в эволюции кислых магм является появление однородных ассоциаций кислого состава, близких по времени к формированию гранитоидов. В орогенные этапы развития геосинклинали те же ассоциации, но на более высоком уровне щелочности сменяют друг друга в обратном порядке. Отдельные члены ряда иногда повторяются или выпадают, что придает специфический характер формированию каждой отдельно взятой геосинклинальной системы.

Как видно из изложенного, некоторое сходство в вулканизме срединно-океанических хребтов наблюдается при сравнении его с ранними этапами развития геосинклинали. Это связано, по всей вероятности, со сходным тектоническим режимом, отличающимся, однако, несоизмеримо большей длительностью в срединно-океанических хребтах. В то время как, например, альпийские геосинклинали, заложившиеся в конце триаса — начале юры, до настоящего времени успели пройти весь тектоно-магматический цикл геосинклинального развития, включая формирование гранитных батолитов и субсеквентный андезитовый вулканизм, в срединно-океанических хребтах за соизмеримый отрезок времени продолжают формироваться однородные базальтовые ассоциации.

Вторым существенным отличием вулканизма подвижных поясов океана является отсутствие известково-щелочных ассоциаций с широким развитием андезитов и кислых дериватов. Даже в островных дугах, для которых вообще чрезвычайно характерен известково-щелочной вулканизм, в случае их заложения на океанической коре

вдали от континентальных окраин непрерывные вулканические ассоциации имеют толеитовый характер. Как было показано Миаширо (Miyashiro, 1974), наблюдается прямая корреляция между мощностью сиалической коры под островными дугами и объемом известково-щелочных пород, в них присутствующих.

В чем же заключаются причины различия океанического вулканизма от континентального? В геологическом аспекте они заключаются в отсутствии мощной континентальной коры в океанах и, отсюда, в невозможности взаимодействия с ней глубинных магм (ассимиляция, магматическое замещение, палингенез), что обуславливает появление главной массы кислых пород именно в пределах континентов. С другой стороны, повышенная мощность коры, являющейся тепловым экраном, обуславливает иной термальный режим глубинных магм на континентах по сравнению с океанами, обеспечивая условия более полной дифференциации за счет взаимодействия с породами прогретой коры.

В тектоническом плане эти различия связаны с различными тектоническими режимами, существующими в подвижных поясах океанов и континентов. Если в первых преобладает устойчивый режим растяжений, то вторые характеризуются пульсационной сменой растяжения и сжатия.

С точки зрения петрологии эти различия объясняются положением основной массы составов родоначальных магм при океаническом вулканизме левее плоскости критической недосыщенности кремнеземом, являющейся термальным барьером при низких давлениях (в поле наличия нормативного нефелина), что обуславливает трахитовую тенденцию ее дифференциации (Иодер, Тилли, 1963). В континентальных же структурах, наряду с магмами, обнаруживающими ту же тенденцию, широко развиты базальтовые магмы, насыщенные кремнеземом, дифференциация которых осуществляется в сторону появления кварцсодержащих пород. Последнее направление может стимулироваться более высоким парциальным давлением кислорода в континентальных магмах в результате их взаимодействия с породами континентального основания. Все три группы причин, обуславливающих различие вулканизма в океанах и на континентах, тесно взаимосвязаны и определяются в конечном счете строением земной коры в этих областях Земли.

А Б С Т Р А К Т

The ocean bottom volcanic rocks may be organized in some natural associations, as it is already done for continental ones. There are homogenous (basaltic) and continuous (differentiated) associations. The true contrast (basaltic-rhyolitic) and homogenous rhyolitic associations which are widespread on the continents, are probably absent in the oceans. The homogenous associations both on the continents and in the oceans appear in the magnificent transpierceable strain zones of the Earth crust.

Homogenous associations in the Mid-Ocean Ridges are represented by the ocean tholeiitic basalts. There are rather minor variations in the chemical composition of the basalts, on account of the beginning gravity fractionation.

The lateral anisotropy of the upper mantle and different melting conditions may be another causes of these variations. The continuous volcanic associations of the ocean are associations of the islands, seamounts, with their alkaline and subalkaline basalts, as well as the tholeiitic series of the island arcs. The continuous associations appear as a result of restricted transpiration of the Earth crust and upper mantle, leading to the closed magmatic chambers. As a rule, the homogenous associations successively converse to the continuous ones. In the continental mobile belts the same sequence of the associations is found, but appears to be more complicated.

ЛИТЕРАТУРА

- Иодер Г.С., Тилли К.Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., "Мир".
- Масуренков Ю.П. 1972. Включения в современных вулканах Камчатки и проблема происхождения магм. - В кн. "Земная кора островных дуг и дальневосточных морей". М., "Наука".
- Рудник Г.Б., Фролова Т.И., Чернышева В.И. 1972. Вулканизм срединно-океанских хребтов и древних геосинклиналей (на ранних этапах развития). - Междунар. геол. конгресс, XXIV сессия. Доклады сов.геологов, проблема 8. "Геология и геофизика моря". М., "Наука".
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. 1972. Талеитовые базальты подвижных зон континентов и океанов и вариации их состава в зависимости от структурной обстановки. - Вестн. МГУ, серия геол., № 5.
- Фролова Т.И., Рудник Г.Б. 1974. Об аноксигеновой тенденции дифференциации в вулканических породах ранних стадий развития островных дуг (на примере Южно-Сандвичевой дуги). - Вестн. МГУ, № 4.
- Чернышева В.И., Рудник Г.Б. 1970. О формационной принадлежности основных эффузивов, интрузивных пород и гипербазитов рифтовых зон срединных хребтов Индийского океана. - Докл. АН СССР, т. 194, № 2.
- Шейнман Ю.М., 1968. Очерки глубинной геологии. М., "Недра".
- Bonatti E., Honnorez I., Ferrara G. 1970. Equatorial Mid-Atlantic Ridge. Petrologic and Sr isotopic evidence for an alpine-type rocks assemblage. - Earth and Planet. Sci. Lett., v. 9, N 5.
- Frey F.A., Haskin M.A., Poez J., Haskin L.A. 1968. Rare earth abundance in some basic rocks. - J. Geophys. Res., v. 73, N 18.
- Gass I.G., Harris P.G., Holdgate M.W. 1962. Pumice eruption in the area of South Sandwich Islands. - Geol. Mag., v. 100, N 4.
- Macdonald G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. Mem. Geol. Soc. America, v. 116, p. 477-522.
- McBirney A.R., Aoki H. 1966. Petrology of the Galapagos Islands. - Proc. Sympos. Galapagos Inter. Sci. Project, Brussels.
- Miyashiro A. 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. - Amer. J. Sci., v. 274, N 4.
- Schilling I.G. 1971. Sea-floor evolution: rare-earth evidence. - Philos. Trans. Roy. Soc. London, ser. A, v. 268, p. 663.

Таблица I

Фиг. 1. *Vendotaenia antiqua* Gnilovskaja

Экз. Ровно № 29-1; на краю слоевища спорангии, расположенные в вертикальном ряду (×50); Московская синеклиза, скв. Ровно-2-г, глубина 29-30 м; венд, любимская свита

Фиг. 2. Экз. Ровно № 29-5; спорангии, лежащие на органической пленке (×200); местонахождение и возраст те же

Фиг. 3. Экз. Ровно - № 29-5, отдельный спорангий (×500)

Фиг. 4,5. *Eoholynia mosquensis* Gnilovskaja

Экз. Солигалич - № 7-2145-1; 4 (×200); 5 (×20); Московская синеклиза, скв. Солигалич-7, глубина 2145-2149 м; венд, редкинская свита

Фиг. 6. *Aataenia reticularis* gen. et. sp. nov.

Экз. Аа-138-7, голотип (×400); Московская синеклиза, скв. Аа; венд, любимская свита

Таблица II

Фиг. 1-26. *Ambiguaspora parvula* gen. sp. nov.

Фиг. 1 - голотип, преп. 3940/1244-2 (×2000)

Фиг. 2-5 - отдельные экземпляры спор (×2000): 2, 4, 5 - преп. 3940/1244-4, 3 - преп. 3940/1244-2

Фиг. 6-10 - группы спор (×2000); 6 - преп. 3940/1244-4, 7-10 - преп. 3940/1244-6

Фиг. 11-21 - отдельные экземпляры спор (×1000): 11, 13 - преп. 3940/1244-6, 12, 20, 21 - преп. 3940/1244-4, 14, 17 - преп. 3940/1244-5; 15, 18, 19 - преп. 3940/1244-2, 16 - преп. 3940/1244-1

Фиг. 22-26 - группы спор (×1000): 22, 25 - преп. 3940/1244-2, 23, 24, 26 - преп. 3940/1244-4.

Все экземпляры происходят из отложений котлинской свиты окрестностей Ленинграда (образец ИТ-3)

Таблица III

Формы нахождения глауконита в осадках

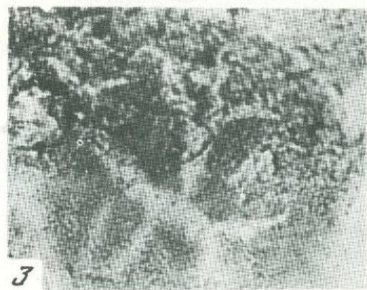
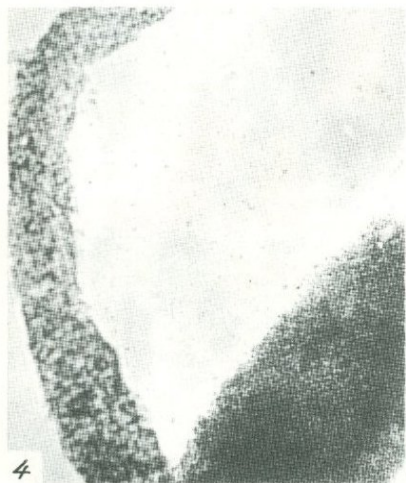
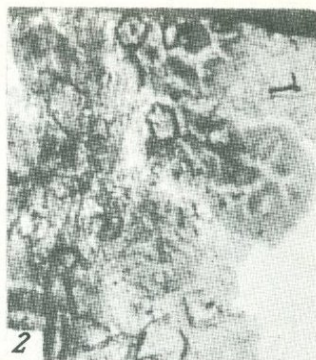
Фиг. 1 - глобулы глауконита под бинокляром, $\times 20$

Фиг. 2 - терригенные зерна в глобулах глауконита, $\times 150$, николь 1

Фиг. 3 - замещение биотита глауконитом, $\times 150$, николь 1

Фиг. 4 - участки основной массы осадка, замещенные глауконитом

Фиг. 5 - колломорфные выделения глауконита (1) и пирита (2) в осадке, $\times 150$, николь 1





1



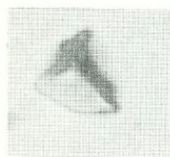
2



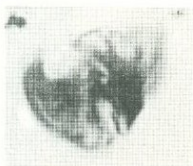
3



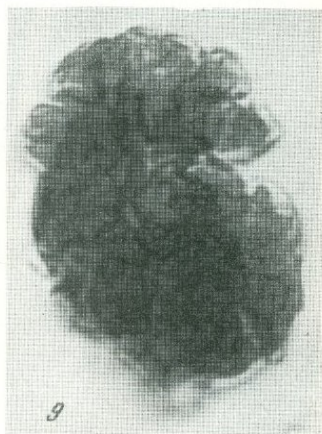
4



5



6



9



7



8



10



11



12



13



14



15



16



17



18



19



20



21



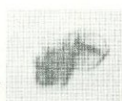
22



23



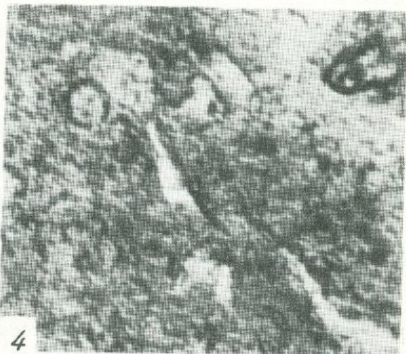
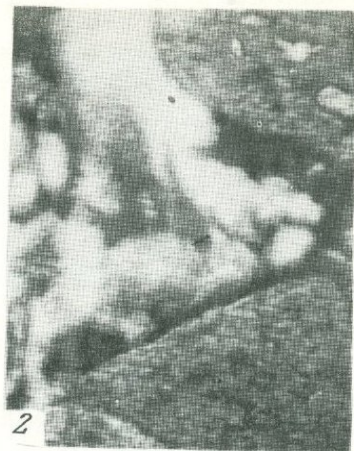
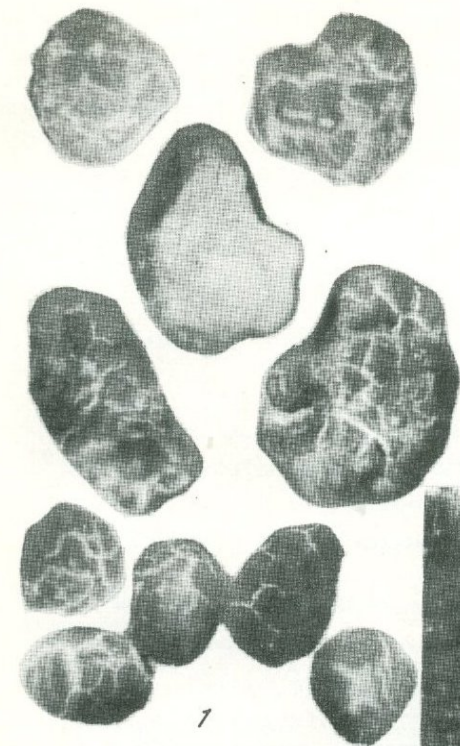
24



25



26



СОДЕРЖАНИЕ

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	
Предисловие	4
Б.С. Соколов. Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж	5
М.Б. Гниловская. Древнейшие Metaphyta	10
Н.А. Волкова. О находке докембрийских спор с тетрадным рубцом	14
С.В. Мейен. Принципы палеобиогеографического районирования	18
О.В. Юферев. О поясных подразделениях в биостратиграфии	24
А.Ю. Розанов. Биогеография и ярусы раннего кембрия	31
В.Е. Савицкий, Л.И. Егорова, Ю.Я. Шабанов. Еланский и куонамский фашиостратотипы нижней границы среднего кембрия Сибири	36
Л.Н. Репина. Древнейшие трилобиты Сибири	43
А.В. Каньгин. Климатические условия и типы фаунистических сообществ в ордовике Средней Сибири	52
М.Н. Чугаева. Биогеографические особенности распространения трилобитов на территории СССР в ордовике	60
Х.С. Розман. Зоогеографическая поясная зональность Северной Азии по ордовикским брахиоподам	72
Д.Л. Кальо. Биогеография силура с точки зрения мобилизма и палеоклиматологии	85
Э.И. Воробьева. Обстановка появления первых тетрапод и вопрос об их предках	87
Л.И. Новицкая. Палеоэкологические предпосылки формирования фаун амфиаспид в Сибири	95
В.И. Устрицкий, Д.Л. Степанов. Палеобиогеография и климат Евразии в перми	103
А.С. Дагис. Основные черты биогеографии морей триаса	109
М.А. Пергамент. Морфологические преобразования позднемеловых иноцерамов севера Тихоокеанской и Атлантической областей	119

В.А. Вахрамеев. Развитие меловых флор северной части Тихоокеанского пояса	128
М.А. Ахметьев. О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах Земного шара (по палеоботаническим данным)	138

МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Предисловие	148
П.Л. Безруков. Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение	149
И.О. Мурдмаа. Эдафогенные обломочные отложения современных океанов	156
Н.А. Лисицына, Б.П. Градусов, Г.Ю. Бутузова. Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан	166
Н.В. Логвиненко. К проблеме глауконитообразования в океанах	176
А.П. Лисицын. Металлоносные осадки Тихого океана и их генезис	190
Г.Н. Батурин, П.Л. Безруков. Фосфориты и фосфоритоносные отложения на дне океанов	206
К.М. Худолей. Пути расселения аммонитов и направления течений в Тихом океане в мезозое	221
Н.А. Еременко, А.А. Геодекия, Л.И. Лебедев, Л.Э. Левин, Я.П. Маловицкий, Г.П. Ованесов, В.В. Федынский. Перспективы поисков крупных скоплений углеводов в окраинных и внутренних морях	231
Э.Н. Алиханов, З.А. Буниат-Заде. Геология и нефтегазоносность дна Каспийского моря	247
Ю.К. Бурлин, Б.А. Соколов. Особенности строения и формирования осадочных бассейнов периферии Тихого океана	257
Ю.М. Пушаровский. О происхождении Восточно-Тихоокеанского поднятия	265
В.М. Ковылин, П.А. Строев. К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным)	270
Я.П. Маловицкий, Л.А. Есина, В.Н. Москаленко, Г.В. Осипов, К.М. Шимкус. Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря	277
Т.И. Фролова, Г.Б. Рудник, Г.Л. Кашинцев, С.Ф. Соболев. Главнейшие ассоциации вулканических пород океанов и причины их разнообразия	287

CONTENTS

PALEONTOLOGY

Introduction	4
B.S. Sokolov. Metazoa of Precambrian and Vendo-Cambrian boundary	5
M.B. Gnilovskaya. The most ancient Metaphyta	10
N.A. Volkova. On Precambrian spores with a tetrad scar	14
S.V. Meyen. Principles of the Paleobiogeographic zoning	18
O.V. Yuferev. On the biostratigraphical subdivisions of belts	24
A.Yu. Rozanov. Biogeography and stages of the Early Cambrian	31
V.E. Savitsky, L.I. Egorova, Yu. Ja. Shabanov. Elanskii and Kuonamskii faciostratotypes of the lower boundary of the Cambrian in Siberia	36
L.N. Repina. The Oldest Trilobites of Siberia	43
A.V. Kanygin. Climatic conditions and the types of faunal assemblages in the Ordovician of the Middle Siberia	52
M.N. Chugaeva. Biogeographical peculiarities of ordovician trilobite distribution in the USSR	60
Kh.S. Rosman. Zoogeographical belt zonality of North Asia according to Ordovician Brachiopods	72
D.L. Kaljo. Silurian biogeography from the point of view of continental drift and palaeoclimatology	85
E.I. Vorobyeva. Conditions of the origin of the first Tetrapoda and the problem of their ancestors	87
L.J. Novitskaya. The palaeoecological conditions of the formation of Amphiaspid faunas in Siberia	95
V.I. Ustritsky, D.L. Stepanov. Permian paleobiogeography and the climate of Eurasia	103
A.S. Dagens. Main features of the biogeography of Triassic seas	109
M.A. Pergament. Morphological transformations of Late Cretaceous Inoceramus of the North Pacific and Atlantic areas	119
V.A. Vakhrameev. Cretaceous floras of the Northern Circum-Pacific belt	128
M.A. Akhmet'ev. On climatic Paleogene and Neogene fluctuations at Earth's middle and high altitudes from paleobotanic data)	138

MARINE GEOLOGY

Introduction	148
P.L. Bezrukov. Hiatuses in deep-sea sedimentation and their geological significance	149
I.M. Murdmaa. Edaphogenous clastic sediments of the recent ocean	156
N.A. Lisitzyna, B.P. Gradusov, G.Yu. Butuzova. Glauconite in sediments of a lithological profile across the Pacific Ocean	166
N.V. Logvinenko. On the problem of glauconite formation in oceans	176
A.P. Lisitzin. Metalliferous sediments of the Pacific Ocean and their genesis	190
G.N. Baturin, P.L. Bezrukov. Phosphorites and phosphorite-bearing deposits of the ocean floor	206
K.M. Khudoley. Ways of settlement of ammonoids and directions of currents in the Pacific Ocean in Mesozoic	221
N.A. Eremenko, A.A. Geodekyan, L.I. Lebedev, L.E. Levin, Ya.P. Malovitsky. Research prospects for large accumulation of hydrocarbons in marginal and internal seas	231
E.N. Alikhanov, Z.A. Buniat-Zade. Geology and oil-gas content of the Caspian Sea bottom	247
Ya.K. Burlin, B.A. Sokolov. Structural and genetic features of the Pacific marginal sedimentary basins	257
Yu. M. Pushcharovsky. On the origin of the East-Pacific Rise	265
V.M. Kovylin, P.A. StroeV. About the origin of the Japan Sea basin (from geophysical data)	270
Ya.P. Malovitsky, L.A. Esina, V.N. Moskalenko, G.V. Osipov, K.M. Shimkus. The deep structure and the geological history of the Mediterranean basins	277
T.I. Frolova, G.B. Rudnik, G.L. Kashinzev, S.F. Sobolev. Principale associations of ocean volcanic rocks and causes of their variety	287

Metazoa докембрия и вендо-кембрийский рубеж. Соколов Б.С. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с. 5-9.

Выделение венда на Русской платформе и его близких аналогов в пределах Сибири (юдомский комплекс), корреляция вендских отложений с позднейшими докембрийскими отложениями других стран показали, что венд как типовое подразделение стратиграфической шкалы позволяет подойти к решению ряда общих вопросов.

Было одинаково ошибочно связывать первое появление Metazoa как с кембрием, так и с вендом. Следы жизнедеятельности Metazoa обнаружены теперь в отложениях верхнего рифея и представлены следами илоедов — прямыми или спирального облика. Таким образом, Пастеровский уровень оксигенизации атмосферы как важнейший биоэнергетический фактор должен быть опущен с 600 млн. лет до 1 млрд. лет, т.е. в основание позднего рифея.

В СССР проблема границы докембрия и кембрия — это проблема границы венда и кембрия. Эта граница, безусловно, может быть определена по палеозоологическим данным, т.е. как и во всем фанерозое. Для определения нижней границы венда пока более приемлем историко-геологический и климатостратиграфический критерий. Но дискусионным остается другой вопрос: определяется граница докембрия и кембрия массовым появлением разнообразной, преимущественно тубулярной дотрилобитовой фауны томмотского типа или вообще первым появлением скелетообразующих организмов. Илл. 1.

Древнейшие Metaphyta. Гниловская М.Б. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с. 10-14.

Древнейшие Metaphyta, — возможно, бурые водоросли — широко распространены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах в разрезе венда в массовых количествах. Они представлены группой Vendotaenides в составе родов *Vendotaenia* Gn., *Tyrasotaenia* Gn. и *Aataenia* gen. nov. (описывается новый род с типовым видом *A. reticularis* sp. nov.) и группой Eoholynides с родом *Eoholynia* Gn. Первое появление приурочено к низам редкинкой свиты Московской синеклизы и к низам мотской свиты Иркутского амфитеатра. В течение венда и раннебалтийского времени происходит последовательная смена трех флор: флора с *Eoholynia* (редкинское время), флора с *Vendotaenia* (почти до конца котлинского времени) и флора с *Tyrasotaenia* (конец котлинского времени — раннебалтийское). Библ. 9 назв., фототабл. 1.

О находке докембрийских спор с тетрадным рубцом. Волкова Н.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с. 14-18.

Из отложений котлинской свиты Ленинградской обл. и Латвии описан новый род и вид трехлучевых спор *Ambiguaspora parvula*. Споры отличаются небольшими размерами (менее 10 мк в диаметре) и утолщенными лучами тетрадного рубца, достигающими экватора. Предполагается, что они могли принадлежать или водным растениям из группы вендотенид, или каким-то, возможно, полуводным растениям, вегетативные остатки которых пока не найдены. Фототабл. 1. Библ. 19 назв.

Принципы палеобиогеографического районирования. Мейен С.В. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.18-24.

Способы палеобиогеографического районирования различаются в зависимости от того, какие факты вовлекаются в анализ и каким образом они интерпретируются. Можно комплексировать различные биотические и абиотические признаки, подход может быть историческим или неисторическим, возможны различные способы взвешивания признаков. Логически возможны 18 основных способов районирования. Для целей стратиграфии, палеогеографии, тектоники и других дисциплин наиболее ценны такие схемы районирования, при построении которых экосистемный анализ биохорий сочетается с историческим подходом, а вес признаков выявляется в ходе исследования методом последовательных приближений. Модельный характер палеобиогеографического районирования должен учитываться при математизации и формализации этих исследований. Библ. 8 назв.

УДК 551(7 + 807)

О поясных подразделениях биостратиграфии. Юферев О.В. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.24-31.

В основе выделения биогеографических поясов лежит признание географической зональности, ведущей к извечно присущей организмам термопатии и галинопатии, наиболее ярко выраженным в геократические эпохи и менее в изотермические. В геократических отложениях верхнего карбона Северного высокоширотного (Сибирского) биогеографического пояса выделяются 4-5 видовых зон, в Экваториальном поясе - 18 видовых фузулинидовых и 9 родовых гониатитовых зон и в Южном высокоширотном (Австралийском) поясе - 2(?) видовых зоны.

Особенности зон каждого из биогеографических поясов позднего карбона определяются характером фауны - разнообразной в Экваториальном поясе, сильно обедненной в высокоширотных поясах. Результатом является крупное несовпадение поясных зон и выделяемых по ним ярусов смежных биогеографических поясов. В изотермические эпохи поздней юры - раннего мела фауна Экваториального пояса мало отличалась от фаун Северного высокоширотного (Бореального) пояса. Однако состав фаун обоих поясов, развитие их во времени и число зон было неодинаковым.

Таким образом, каждый из биогеографических поясов геократической эпохи позднего карбона и изотермической эпохи поздней юры - раннего мела характеризовался не только своими особенностями состава фаун, но и своеобразием развития их во времени, своей этапностью развития, что заставляет, помимо местных и общих - планетарных, выделять также поясные подразделения биостратиграфии - поясные зоны и поясные ярусы. Табл. 1, библ. 17 назв.

УДК 574.9.56(113.2)

Биогеография и ярусы раннего кембрия. Розанов А.Ю. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с. 31-36.

Исходя из современных представлений о положении континентов в кембрии, палеомагнитных данных и распределения археоциатовых фаун, делается вывод о том, что основная часть раннекембрийских морских бассейнов находилась в пределах низких широт.

В связи с этим предполагается возможность использования ярусной схемы, разработанной по археоциатам. Илл. 2, библ. 15 назв.

Еланский и куонамский faciostратотипы нижней границы среднего кембрия Сибири. Савицкий В.Е., Егорова Л.И., Шабанов Ю.Я. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.36-43.

В связи с наличием несогласия между нижним и средним кембрием в типовой области (Англия, Скандинавия) необходимо установление нового стратотипа нижней границы среднего кембрия. Необходимым требованиям удовлетворяют в Сибири два различных фациальных типа пограничных ниже-среднекембрийских отложений.

Предлагается два разреза на р. Некекит (карбонатно-сланцевый тип) и на р. Лене (карбонатно-рифогенный тип). Приведено описание разрезов. Библ. 14 назв.

УДК 565.393 (113.2)

Древнейшие трилобиты Сибири. Репина Л.Н. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.43-51.

Древнейшие трилобиты, известные в настоящее время, принадлежат к подсемейству *Fallotaspinae*, семейства *Olenellidae*. В Сибири они были найдены автором в 1961 г. в кембрийских отложениях среднего течения р. Лены, в "переходном" типе разреза. Здесь встречены два рода: *Profallotaspis* Rep. и *Fallotaspis* Huré. В отложениях, охарактеризованных ими, выделены две зоны.

Нижняя зона *Profallotaspis jakutensis* охватывает две пачки: волнисто-слоистых известняков и звонких плитчатых доломитов. Зона *Fallotaspis* хорошо выражена в восточной части рассматриваемого участка (от пос. Крестях до р. Согуру-Саала), где охватывает примерно 25 м пачки волнисто-слоистых, коричневато-серых известняков и доломитов. Стратотипы обеих зон предлагаются в одном разрезе по правому берегу р. Лены против р. Негюрчуне. Обе зоны хорошо прослеживаются и в других районах Сибирской платформы. За пределами Сибирской платформы (Батеневский кряж, Восточный Саян, Забайкалье) известны фаллотаспины других, очевидно, более поздних родов: *Fallotaspidella* Rep., *Poletaevella* Dalm. et Rep. Выделение зон с древнейшими трилобитами имеет большое значение для межконтинентальной корреляции. Сейчас фаллотаспины известны в Северной Африке (горы Анти-Атлас), в западных районах Северной Америки (Калифорния, северо-западная Канада, Британская Колумбия), Англии. Отложения, охарактеризованные ими, были выделены В. Фритцем в зону *Fallotaspis*, которая, по-видимому, соответствует зоне *Fallotaspis* Сибири. Аналоги более древней зоны - *Profallotaspis jakutensis* - в других регионах земного шара пока не известны. Илл. 2, библ. 11 назв.

УДК 574.9.56 (113.3)

Климатические условия и типы фаунистических сообществ в ордовике Средней Сибири. Каньгин А.В. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с.52-59.

На основе изучения особенностей осадконакопления, седиментационных текстур и биоценологических особенностей фауны доказывается циклическое чередование холодных и более теплых климатических эпох в ордовике Средней Сибири. Каждой климатической эпохе соответствует особый тип фаунистического сообщества. Холодным эпохам соответствуют в целом бедные сообщества фауны. Биоценозы часто имеют монотипное строение. В перио-

ды потепления резко увеличивается разнообразие бентосной фауны, появляется прикрепленный бентос (мшанки, криноидеи, кораллы, строматопоридеи) и пелагические формы (некоторые виды остракод).

Климатический оптимум (наиболее теплый климат) в ордовике Средней Сибири приходится на мангазейский подгоризонт, который коррелируется с граптолитовой зоной *Nemagartus gracilis*. Климатический минимум (наиболее холодный климат) соответствует пограничным отложениям кембрия и ордовика (лопарский горизонт).

Синхронность климатических изменений и колебаний уровня бассейнов позволяют считать последние гляциоэвстатическими.

Горизонтам и подгоризонтам ордовика Сибирской платформы соответствуют климатические циклы, поэтому их можно считать не только биостратиграфическими, но и климато-стратиграфическими подразделениями.

УДК 565.393 (113.3)

Биогеографические особенности распространения трилобитов на территории СССР в ордовике. Чугаева М.Н. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.60-72.

Рассматриваются особенности распространения ордовикских трилобитов на территории СССР. Выделяется три типа трилобитовой фауны, каждый из которых характеризуется определенным набором родов и семейств: палеотетический, балтийский и американо-сибирский. Их распространение носит поясный характер, а размещение поясов, вероятно, контролировалось климатом. Фауна каждого пояса не была строго изолированной, и в ряде районов наблюдается сосуществование разнотипных фаун. Пояс с американо-сибирской фауной занимал, вероятно, приэкваториальное положение и симметрично обрамлялся поясами с другими типами фауны. Границы поясов не оставались стабильными, и начиная со второй половины ордовика наблюдается их направленное смещение в сторону экватора, достигшее своего максимума в терминальном ордовике, что, вероятно, вызывалось общим похолоданием климата к концу ордовика. Илл. 4, библ. 23 назв.

УДК 564.8 (113.3)

Зоогеографическая поясная зональность Северной Азии по ордовикским брахиоподам. Розман Х.С. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.72-85.

Сравнительный анализ ордовикских брахиопод Северной Азии позволяет рассматривать в ее пределах комплексы двух основных типов - канадско-сибирского и шотландско-аппалачского. Комплексы канадско-сибирского типа - ринхонеллидно-строфоменидно-ортидного состава - в лландейло-раннем карадоке были широко распространены в Сибири и на Северо-Востоке СССР, позже их ареал был ограничен Сибирью. Шотландско-аппалачские комплексы - плектамбонитидно-строфоменидно-ортидного состава - были распространены в лландейловского века в Алтае-Саянской обл. и в Западной Монголии, а с конца раннего карадока и на Северо-Востоке СССР. Особенности распространения разнотипных брахиоподовых комплексов Северной Азии, сопоставляемых с фаунами Евразии и Северной Америки, отражают устойчивую поясную зоогеографическую зональность ордовика, при которой в бассейнах срединного пояса были распространены фауны канадско-сибирского типа, а в бассейнах, окаймляющих срединные, - фауны шотландско-аппалачского типа.

Более продолжительными были фауны шотландско-аппалачского типа, испытывавшие в позднем ашгилле значительное обновление, что позволяет считать их тесно связанными по составу с лландоверийскими; фауны каннадско-сибирского типа существовали, по-видимому, до среднего ашгилла и не отразились на составе каких-либо лландоверийских фаун.

Выявление поясной зоогеографической зональности ордовика и установление наиболее значительных миграций однотипных ордовикских фаун представляется определяющим как для проведения межрегиональных корреляций, так и в реконструкциях палеогеографии ордовика. Илл. 5, библ. 34 назв.

УДК 551.807:551.733 3

Биогеография силура с точки зрения мобилизма и палеоклиматологии.
Кальо Д.Л. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с. 85-87.

Считается, что современное расположение биогеографических и климатических поясов симметричное к экватору является общей моделью, которая была действительна по крайней мере для всего фанерозоя. Рассматривается значение палеогеографии, в частности того или иного расположения материков и сопредельных морей как основы для палеобиогеографического районирования. Наиболее правдоподобной для силура является схема расположения материков, составленная А.Смитом для додрейфового времени раннего триаса. На этой, взятой за основу схеме выделяются три области: I - тропическая с шестью провинциями; II - Малвинокафрическая; III - Восточно-Азиатская по обе стороны от тропического пояса, соответствующие умеренным поясам с субтропическим климатом. Библ. 4 назв.

УДК 567.463(113.4)

Обстановка появления первых тетрапод и вопрос об их предках. Воробьева Э.И. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.87-95.

Анализируются теории перехода позвоночных к наземной жизни (в условиях засушливого климата позднего девона, первичноводного и амфибиотического перехода). Обосновывается гипотеза медленного формирования тетраподной организации путем последовательного перехода от пелагических остеолепиформных кистеперых рыб через узкоспециализированных мелководных форм к полуамфибиям в условиях мягкого и влажного климата среднего девона. Предполагается, что сходство в расчленении эндоскелета грудного плавника позднедевонской кистеперой рыбы *Eusthenopteron* с тетраподами основано в значительной мере на параллелизмах. Илл. 1, библ. 30 назв.

УДК 567.432(113.4)

Палеоэкологические предпосылки формирования фаун амфиаспид в Сибири.
Новицкая Л.И. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.95-103.

Раннедевонские амфиаспиды (*Heterostraci*) представлены на северо-западе Сибири двумя фаунами - таймырской и платформенной. Эволюция таймырских амфиаспид осуществлялась в лагунных условиях, сменявшихся в урумское время обстановкой прибрежного мелководья. В целом таймырский комплекс представлен одним экологическим типом донных форм. Платформ-

менная фауна формировалась в более благоприятных условиях неглубокой теплой лагуны, испытывавшей значительное опреснение. Платформенная фауна разнообразнее таймырской как по составу, так и экологически. Эволюция амфиаспид завершалась на северо-западе Сибирской платформы в обстановке неоднократного перехода от нормально-морского бассейна к краевой зоне моря. В целом амфиаспиды – эвригалинная группа, не испытывавшая заметной зависимости от состава донных осадков. Редкость общих форм в их таймырском и платформенном комплексах, по-видимому, связана с трудностями в обмене ихтиофаунами между бассейнами. На основании существования двух фаун амфиаспид раннедевонская Ангарская зоогеографическая провинция разделена на Таймырскую и Курейскую подпровинции. Библ. 19 назв.

УДК 574.9.56(113.6)

Палеобиогеография и климат Евразии в перми. Устрицкий В.И., Степанов Д.Л. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.103-109.

В течение пермского периода территория Евразии относилась к трем биогеографическим поясам: Бореальному, Тропическому и Нотальному.

Бореальная область расположена эксцентрично по отношению к современному Северному полюсу. Это обстоятельство не может быть удовлетворительно объяснено без допущения существенного перемещения Евразии в мезокайнозой.

В Бореальной области горизонт ледово-морских осадков, отвечающий максимальному похолоданию, соответствует концу уфимского или началу казанского веков. В то же время главное оледенение Гондваны считается сакмарским. Вопрос о том, являются ли периоды максимального похолодания асинхронными в северном и южном полушариях Земли, или это связано с существенными ошибками в корреляции, неясен. Илл. 1, библ. 9 назв.

УДК 56.017.2(116.1)

Основные черты биогеографии морей триаса. Дагис А.С. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с.109-119.

В триасовом периоде происходит закономерное увеличение таксономического разнообразия морских беспозвоночных во времени, сопровождавшееся возрастаянием их географической дифференциации. Устанавливаются три биогеографических подразделения первого ранга – области: 1 – Тетическая, охватывающая акватории низких широт; 2 – Бореальная, к которой могут быть отнесены приполярные регионы в северном полушарии; 3 – Маорийская, обнаруживаемая в высоких широтах южного полушария. Обособление Бореальной и Тетической областей произошло в конце раннего триаса, специфическая фауна Маорийской области устанавливается только с ладинского века. Отличительной чертой Тетической области было большое таксономическое разнообразие фаун и высокий, вплоть до семейственного, ранг эндемизма. Бореальная и Маорийская области содержат обедненные комплексы, эндемизм обычно не выше родового уровня. Рассматривается связь биогеографических подразделений с климатом, отмечается хорошая согласованность биогеографической дифференциации триасовых морских беспозвоночных с палеогеографическими построениями, учитывающими дрейф континентов. Табл. 1, илл. 2, библ. 19 назв.

Морфологические преобразования позднемеловых иноцерамов севера Тихоокеанской и Атлантической областей. Пергамент М.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.119-128.

Рассматриваются общие особенности и рубежи развития иноцерамов крупнейших эколого-палеофаунистических областей позднего мела – Атлантической и Тихоокеанской, состав видов иноцерамов которых в отдельные века позднего мела резко отличался. Отмечается периодическое проявление сходных морфологических изменений у разновременных групп (видов) иноцерамов и их филогенетических ветвей, что, по-видимому, отражает повторение структур в их организации. Общая тенденция развития иноцерамов позднего мела состоит в направленном изменении морфологии их раковины в рядах от плоских или слабовыпуклых форм с однотипной концентрической скульптурой к инволютным (или многостадийно-ступенчатым) или радиально-складчатым. На основе филогенетических связей основных групп иноцерамов обеих областей прослеживаются рубежи развития в этапах и фазах их видообразования от сеномана до маастрихта. Из этого делается заключение об одновременности последовательных (этапно-фазовых) изменений основных морфологических черт комплексов и составляющих их видов иноцерамов и устанавливаемых по ним стратиграфических рубежей в Тихоокеанской и Атлантической областях. Библ. 24 назв.

УДК 561.(116.3)

Развитие меловых флор северной части Тихоокеанского пояса. Вахрамеев В.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с.128-137.

Меловые флоры Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, а также сходные с ними флоры Аляски и Канады располагались в пределах умеренно теплого пояса и образовывали единую Сибирско-Канадскую палеофлористическую область. На севере она охватывала Новосибирские острова и Аляску, а на юге простиралась примерно до линии, соединявшей Хабаровск – Ванкувер – Калгари. Южнее ее располагался пояс субтропической растительности. В развитии меловых флор этой области намечается семь основных этапов, соответствующих неокому (берриас-баррем), апту, раннему и среднему альбу, позднему альбу – раннему сеноману, позднему сеноману-коньяку, сантону, маастрихту, данию. Флоры последнего этапа тесно связаны с флорами палеоцена.

Альбский век является переломным в развитии меловых флор. Резко изменяется состав папоротников: исчезает род *Coniopteris*, редки *Cladophlebis*, широкое развитие получают *Adiantopteris*, *Asplenium*, *Arctopteris*, отчасти *Acrostichopteris*. Преобладают цельнолистные формы гинкго. Среди хвойных видную роль начинают играть таксодиевые.

Появляются покрытосеменные, представленные в раннем и среднем альбе преимущественно мелколистными формами; в позднем альбе, и особенно сеномане, их вытесняют крупнолистные. Библ. 20 назв.

УДК 561(118)

О климатических флюктуациях в палеогене и неогене в средних и высоких широтах земного шара (по палеоботаническим данным). Ахметьев М.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология", 1976, с.138-146.

Анализируется природа климатических колебаний в палеогене и неогене, устанавливаемых по палеоботаническим данным. Эоценовый оптимум и рез-

кое похолодание в плиоцене носят глобальный характер. Позднеолигоценый – аквитанский климатический минимум и бурдигало–гельветский оптимум отчетливо проявились в регионах, входящих в систему кайнозойских геосинклинальных областей. Причиной колебаний климата в это время могли служить активный вулканизм, усиление орогенических движений и морские трансгрессии. Анализ внутриконтинентальных флор (Западно–Сибирская плита, Русская платформа) свидетельствует об отсутствии признаков сколь угодно существенных колебаний климата на рубеже палеогена и неогена и в первой половине миоцена. В этих районах фиксируется последовательное похолодание климата от позднего эоцена до плейстоцена. Библ. 19 назв.

УДК 551.7:551.35

Перерывы в глубоководном осадконакоплении и их геологическое значение.
Безруков П.Л. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.149–156.

Широко распространенные на дне океанов, особенно в районах с расчлененным рельефом и низкой биологической продуктивностью вод, выходы дочетвертичных отложений разного возраста представляют поверхности перерыва в глубоководном осадконакоплении.* Судя по разнообразию обстановок их нахождения, они не связаны обязательно с вертикальными тектоническими движениями, а возникли на больших глубинах в основном в результате сноса осадочного материала или размыва дна придонными течениями. Это следует учитывать при интерпретации перерывов, обнаруженных в осадочной толще на разных стратиграфических уровнях при глубоководном бурении.

Образование региональных перерывов в разрезах пелагических осадков было обусловлено в основном изменениями глубинной циркуляции океанических вод. К числу главных причин этих изменений в мезозое и кайнозое следует отнести перестройку структурного плана поверхности Земли в результате дрейфа континентов. Изучение перерывов в толщах глубоководных осадков имеет большое значение для освещения проблемы синхронности или асинхронности морских трансгрессий и регрессий на континентах.

УДК 551.35 (26)

Эдафогенные обломочные отложения современных океанов. Мурдмаа И.О. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.156–165.

Эдафогенными названы обломочные осадки, образованные из продуктов подводного разрушения горных пород океанского дна. В глубоких тектонических депрессиях срединно–океанских хребтов обнаружены обломочные эдафогенные осадки, по минеральному составу близкие основным и ультраосновным породам, относимым к океанской офиолитовой серии. В глубоководных желобах западной части Тихого океана грубообломочные эдафогенные отложения состоят из обломков разнообразных вулканических и осадочных пород, аналоги которых не известны на соседних островных дугах. На гайотах Тихого и Индийского океана найдены литифицированные эдафогенные брекчии и песчаники, состоящие из обломков базальтоидов, диабазов, габбро и сцементированные фосфатизированным известковыми пелагическими осадками.

Тектоническое дробление представляет, вероятно, главный процесс дезинтеграции пород дна. Образовавшийся при этом обломочный материал переносится и осаждается суспензионными потоками, оползнями и частично – придонными течениями.

Глауконит в осадках литологического профиля через Тихий океан. Лисицына Н.А., Градусов Б.П., Бутузова Г.Ю. Сб. "Палеонтология, Морская геология". 1976, с.166-176.

Глаукониты в осадках литологического профиля через Тихий океан от Японских островов до Мексиканского побережья изучались в основном петрографически, методами рентгенометрического и химического анализов. Изученные разности представляют собой высокожелезистые смешаннослойные слюда-монтмориллонитовые образования, различающиеся по соотношению монтмориллонитовых и слюдистых пакетов. По этому признаку они образуют ряд, в котором содержание слюдистых пакетов увеличивается от 20% в менее зрелых формах до 90-95% в членах ряда с более упорядоченной структурой.

Увеличение количества слюдистых пакетов сопровождается ростом содержания K_2O от 2,5-3,5 до 7% на фоне практически постоянного содержания железа (22-23% Fe_2O_3). Формирование глауконита происходит при диагенезе осадков редуцированной зоны, содержащих монтмориллонит и слюда-монтмориллонитовые смешаннослойные образования в прослоях и пачках песчаноалевритового материала с повышенной водопроницаемостью.

УДК 551.352.1 (265)

К проблеме глауконитообразования в океанах. Логвиненко Н.В. Сб. "Палеонтология, Морская геология". 1976, с.177-189.

Рассмотрены условия образования и свойства глауконита в океанах. На примере Тихого океана показано, что имеются два источника глауконита: древние глауконитовые породы и современные илы, в которых происходит образование аутигенного глауконита. Обломочный глауконит образуется в результате перебива волнами, течениями и мутьевыми потоками древних глауконитовых пород и современных илов, содержащих аутигенный глауконит.

В осадках шельфа и континентального склона (глубины от 10-20 до 2500 м) преобладают глауконитовые пески и алевриты обломочного генезиса, состоящие из зерен древнего глауконита. Осадки, состоящие из зерен древнего и современного глауконита или только из современного глауконита, вероятно, имеются. Распространение обломочного глауконита не коррелируется с климатом и глубинами.

Аутигенный глауконит занимает скромное место в современных осадках Тихого океана. Он развит на континентальном склоне (глубины 1700-3500 м) в терригенных, диатомово-терригенных алевропелитовых и пелитовых илах и встречается на шельфе (глубины от 10-20 до 500 м) в илистых песках и песках. Осадки, содержащие аутигенный глауконит, являются переходными между восстановленными илами с $C_{орг}$, H_2S и сульфидами железа приконтинентальной зоны и окисленными илами ложа океана (красная глубоководная глина и аналогичные ей образования). Аутигенный глауконит обнаружен в гумидной умеренно влажной зоне и районах, переходных от гумидных к аридным, - в северном и южном полушариях. Эта модель образования глауконита, вероятно, справедлива и для других океанов и морей.

Металлоносные осадки Тихого океана и их генезис, Лисицын А.П. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с. 190-206.

На основании изучения колонок, полученных в 8-м рейсе НИС "Дмитрий Менделеев" в юго-восточной части Тихого океана, установлено, что только от о-ва Пасхи до Галапагосских островов металлоносные осадки занимают более 2,5 млн. км². Они имеют мощность, превышающую 10 м. Металлоносные осадки содержат более 10% Fe (в пересчете на бескарбонатный и бескремнистый материал), много Mn и малых элементов. Рудное вещество обогащает осадки разных типов - карбонатные, кремнистые, красные глубоководные глины. Накопление их определяется сочетанием климатической, циркумконтинентальной и вертикальной зональности. Генезис рудного вещества связан с распространением на дне горячих базальтов и всеми видами взаимодействия: горячий базальт - вода, Магнитные методы и мессбауэровская спектроскопия показывают, что частицы гетита в осадках очень мелкие (140-300 Å), поэтому они могут далеко уноситься течениями и накапливаются вместе с тонкодисперсными осадками.

Коллоидно-сорбционный механизм формирования рудной части осадков подтверждается их сходством на огромных площадях в поверхностном слое осадков Тихого океана, а также в колонках и в кернах бурения. Сходны металлоносные осадки также в Индийском и Атлантическом океанах. Все эти осадки имеют общие черты химического и минералогического состава, общий генезис, что позволяет выделить их в отдельную группу осадков, связанных с эндогенным веществом океанской коры. Такие осадки встречаются повсюду, где есть контакт горячих базальтов с водой.

Выделяются три типа металлоносных осадков: связанные с активными хребтами, с зонами разломов и с подводными вулканами. Подсчеты методом абсолютных масс показывают, что темпы поставки эндогенного вещества океанским дном в 10-20 раз меньше, чем твердый и солевой сток с суши.

УДК 553.64:551.35 (26)

Фосфориты и фосфоритоносные отложения на дне океанов, Батурин Г.Н., Безруков П.Л. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с. 206-221.

Фосфориты на дне океанов распространены на подводных окраинах континентов, в основном на шельфах, в ассоциации с кремнистыми, карбонатными и терригенными осадками (фосфоритовые конкреции и зерна) и на подводных горах в ассоциации с карбонатными породами (метасоматические фосфориты).

В кремнистых диатомовых илах фосфориты обнаружены в рассеянном состоянии на шельфах Юго-Западной Африки и Перу - Чили. Они здесь имеют наиболее молодой возраст (голоцен - верхний плейстоцен). Диатомовые илы характеризуются восстановительной обстановкой и высоким содержанием органического вещества. Фосфор в них связан с остатками планктона, копролитами, костным детритом и фосфатными стяжениями, образующими единый генетический ряд - от гелеобразных сгустков до твердых конкреций и зерен. Литификация стяжений сопровождается увеличением содержания P_2O_5 - от 5-10% до 20-32% и F - от 0,3 до 2-3%.

В карбонатных и терригенных осадках на подводных окраинах континентов фосфориты распространены близ побережий Южной и Северо-Западной Африки, Калифорнии, Джорджии, на плато Чатам и в ряде других районов. Во всех этих районах фосфориты имеют более древний - раннеплейстоце-

новый и дочетвертичный возраст, местами вплоть до поздне мелового, т.е. они являются перееотложенными или резидуальными.

Образование фосфоритов на шельфах связано с подъемом вод, развитием планктона, накоплением фосфорсодержащего органического вещества в осадках, формированием в них диагенетических фосфатных стяжений и их последующей концентрацией в результате перемиыва осадков в основном при эвстатических колебаниях уровня океана.

На подводных вулканических горах-гайотах в Тихом и Индийском океанах фосфориты залегают в бенгогенных и пелагических известняках в виде линз и неправильной форм тел. Обломки фосфоритов и фосфатизированных известняков покрыты корками гидроокислов Fe и Mn. Содержание в фосфоритах P_2O_5 максимально достигает 32% и F - 3,4%. Возраст фосфоритосных известняков на различных подводных горах колеблется от мела до плейстоцена, причем время фосфатизации этих пород местами могло быть моложе возраста самих известняков.

УДК 56 (116) 551.465.5 (265)

Пути расселения аммоноидей и направления течений в Тихом океане в мезозое. Худoley К.М. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.221-230.

В триасе, юре и мелу на западном берегу Тихого океана за счет увеличения площади суши произошло уменьшение эпиконтинентальных морей. В Северной Америке эпиконтинентальные моря временами (ранний и поздний триас, средняя и поздняя юра, конец мела) распространялись до центра континента. В Южной Америке океан затоплял только небольшую полосу. Сравнительно узкий пролив в триасе был в Центральной Америке и Карибии; он соединял Атлантический и Тихий океаны. В юре и мелу он значительно расширился. На протяжении триаса - раннего мела бореальные аммоноидеи проникали до 40° с.ш.; при этом количество родов в южном направлении резко уменьшается. В триасе из Восточного Тетиса в океан расселялось наибольшее количество родов, а в юре и мелу число их сократилось. В триасе из Западного Тетиса в Тихий океан проникло очень мало аммоноидей, но в юрское и меловое время распространилось максимальное число родов. В северном и южном направлениях от экватора численность тетических аммоноидей резко убывает. По родовому составу южная часть океана обособилась в конце мела. Северо-Тихоокеанское течение, видимо, способствовало перемещению аммоноидей через северную часть океана и препятствовало продвижению на юг бореальных родов, а на север - тетических. Северное и южное экваториальные течения позволяли проникать аммоноидеям из Карибии к берегам Азии, Индонезии и Австралии, а экваториальное противотечение - из Восточного Тетиса в Мексику, Карибию и Южную Америку.

УДК 550.8:553.98

Перспективы поисков крупных скоплений углеводородов в окраинных и внутренних морях. Еременко Н.А., Геодекян А.А., Лебедев Л.И., Левин Л.Э., Маловицкий Я.П., Ованесов Г.П., Федынский В.В. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.231-247.

Окраинные и внутренние моря Тихоокеанского и Средиземноморского подвижных поясов приурочены к двум основным типам депрессий: краевым и внутрискладчатым. В пределах этих депрессий находятся осадочные бассейны, различающиеся между собой, наряду с другими показателями, по времени форми-

рования осадочной толщи. Для сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности осадочные бассейны подразделены на пять групп: сформировавшиеся на склонах древних платформ – раннепалеозойские; приуроченные к молодым платформам – преимущественно среднепалеозойские; возникшие в пределах подвижных поясов на киммерийском этапе, позднепалеозойско–раннемезозойские; сформировавшиеся в пределах подвижных поясов на позднеальпийском этапе, раннекайнозойские и позднекайнозойские.

Выяснение оптимальных условий формирования покрышек в глубоководных котловинах было проведено расчетом эффективных напряжений в зависимости от физико–геологических свойств осадков и толщины водного слоя, что позволило установить минимальные мощности осадочной толщи, необходимые для начала процесса уплотнения осадка в идеализированной среде.

Сопоставление теоретически вычисленной мощности неуплотненных осадков в глубоководных котловинах с установленной сейсмическими работами (слои, характеризующиеся скоростью 2,3 км/сек) показало, что в одних случаях наблюдается удовлетворительное соответствие между расчетной мощностью и наблюдаемой, а в других, наоборот, несоответствие.

Для более полной оценки перспективности рассматриваемых акваторий были определены количественные показатели суммарного объема осадочной толщи и средневзвешенной по площади мощности осадков. Совокупный учет всех параметров представил возможность дифференцировать осадочные бассейны по степени перспективности с выделением трех групп: высокоперспективной, перспективной и малоперспективной.

УДК 553.982(262.81)

Геология и нефтегазоносность дна Каспийского моря. Алиханов Э.Н., Буниат-Заде Э.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.247–257.

Дальнейшее увеличение добычи нефти и газа связано с выявлением новых морских месторождений. В этом свете особый интерес представляет Каспийское море, окруженное крупными нефтегазоносными регионами и являющееся той акваторией, где впервые в мировой практике была осуществлена кустарная (первая половина XVIII в.) и промышленная (первая четверть XX в.) добыча нефти, испытан и внедрен комплекс методов геолого–геофизических исследований.

В современной структуре земной коры Каспийское море представляет крупную внутриконтинентальную депрессию и имеет гетерогенное строение, занимающая с севера на юг части докембрийской Русской платформы, Скифско–Туранской эпигерцинской платформы и Альпийской геосинклинальной области. Докембрийская платформа южной окраины охватывает Северный Каспий, эпигерцинская платформа включает Средний Каспий (без юго–западной части), а геосинклинальная область – Южно–Каспийскую впадину и юго–западную часть Среднего Каспия.

Границы между этими тремя основными тектоническими элементами установлены по геофизическим данным и им отвечают зоны глубинных разломов. Каждый из этих регионов характеризуется специфическими особенностями геологического строения, типичными для соседних территорий суши.

В пределах Каспийского моря по геотектоническим, литолого–стратиграфическим, термодинамическим и другим особенностям выделяются две нефтегазоносные провинции: платформенная и геосинклинальная, в пределах которых установлен ряд промышленно–нефтегазоносных и перспективно–нефтегазоносных зон.

Особенности строения и формирования осадочных бассейнов периферии Тихого океана, Бурлин Ю.К., Соколов Б.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология" 1976, с. 257-264.

Формирование земной коры периферии Тихоокеанского сегмента протекает в направлении ее усложнения от структур океанического ложа через геосинклинальные зоны островных дуг к эпигеосинклинальным орогенам и платформам. Этот процесс сопровождается созданием осадочных бассейнов, выполненных отложениями большой мощности. По мере усложнения структуры периферии Тихого океана наблюдается увеличение стратиграфического диапазона разреза и степени его катагенной преобразованности. Для бассейнов современных островных дуг (периокеанические) характерен неогеновый возраст отложений, низкая степень катагенеза, преимущественная газонасыщенность. Для бассейнов, расположенных в пределах эпигеосинклинальных орогенных поясов мезо-кайнозойского возраста (внутрискладчатые), характерно расширение стратиграфического диапазона за счет палеогеновых и меловых отложений, повышение уровня катагенеза в нижних частях разреза, усложнение тектонического строения, усиление процессов нефтеобразования. В осадочных бассейнах, расположенных на сочленении складчатых сооружений с платформами, разрез охватывает мезозойские и палеозойские образования значительной катагенной преобразованности.

Нефтегазоносность бассейнов в значительной степени зависит от условий сохранности.

Анализ размещения, строения и нефтегазоносности 140 осадочных бассейнов указанных типов показывает, что их появление есть основное следствие направленного развития земной коры. Нефтегазоносность же бассейнов выступает, в свою очередь, как свойство мощного осадконакопления и внутренних процессов литогенеза.

О происхождении Восточно-Тихоокеанского поднятия, Пушаровский Ю.М. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с. 265-269.

Океанское ложе не представляет собой стабильной (кратонной) области земной коры, а характеризуется сложным сочетанием вертикальных перемещений блоков, их горизонтальных движений, раздвиговых процессов, сводовых изгибов и т.д. Восточно-Тихоокеанское поднятие, вытянутое на огромное расстояние и имеющее полого-сводовую форму в поперечном профиле, представляет собой складку в океанской коре. С востока и запада оно сопровождается глубоко прогнутыми зонами, что создает в целом волновую структуру. Фактических геологических данных для трактовки поднятия как зоны растекания океанского дна и приращения океанской коры не имеется.

Явление складчатости всегда было в центре внимания геотектонических гипотез и теорий. Новые данные показывают, что это явление свойственно и океанскому дну. Однако здесь формы проявления складчатых процессов по сравнению с континентами особые. Они требуют большого внимания и специального изучения. "Новая глобальная тектоника" такие явления практически не рассматривает.

К проблеме образования впадины Японского моря (по геофизическим данным). Ковылин В.М., Строев П.А. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.270-276.

За последнее десятилетие усилиями советских и японских геофизиков дно Японского моря изучено довольно подробно. Анализ всех геофизических и геологических данных по впадине Японского моря позволил прийти к выводу, что она является структурой новообразованной. Ее образование произошло за последние 70-100 млн. лет. Формирование впадины подчинено в основном вертикальным движениям, дроблению земной коры на блоки, поступлению по разломам мантийного материала и переработке континентальной коры в субокеаническую и субконтинентальную. Такое дробление могло быть связано с явлениями растяжения. Далее произошло опускание блоков континентальной коры. Эти процессы продолжаются и в настоящее время, что подтверждается отсутствием изостатического равновесия во впадине Японского моря.

УДК 551.24:551.7 (262)

Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря. Маловицкий Я.П., Есина Л.А., Москаленко В.Н., Осипов Г.В., Шимкус К.М. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.277-286.

Комплексные геофизические исследования во впадинах Средиземного моря показали, что поверхность Мохо залегает сравнительно неглубоко: от 11-15 км в Алжиро-Прованском бассейне до 22-25 км в восточной части моря. Консолидированная часть земной коры имеет небольшую мощность (5-10 км). Не исключено, что в верхней части этого комплекса присутствуют слои со скоростями 5,8-6,4 км/сек. Анализ магнитных и гравиметрических данных свидетельствует о блоковом строении коры впадин, причем основные глубинные разломы характеризуются продольной (средиземноморской) и поперечной ориентировкой. Возраст консолидированного основания впадин - древний (байкальский в центральной и восточной части моря, герцинский в его западной части).

Впадины Средиземного моря отличаются большой мощностью осадочной толщи (до 8-15 км). Верхнюю часть разреза повсеместно составляют четвертичные, плиоценовые отложения и эвапориты мессинского яруса. В Центральном и Восточном Средиземноморье развита мощная толща мезозойских и палеозойских отложений. Осадочный комплекс обычно дислоцирован весьма полого (за исключением зон дробления и соляных куполов).

Образование тектонических и геоморфологических впадин Средиземного моря связано с глубинными преобразованиями вещества земной коры и верхней мантии в результате зонной плавки, уплотнения вещества мантии на глубине или метаморфического преобразования низов земной коры. Строение впадин существенно отличается от структур более ранней генерации, на которые они наложены (краевая часть Африканской платформы, герцинские массивы). Такие впадины, учитывая их специфический облик, следует выделить в особую геотектоническую категорию.

Главнейшие ассоциации вулканических пород океанов и причины их разнообразия. Фролова Т.И., Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Соболев С.Ф. Сб. "Палеонтология. Морская геология". 1976, с.287-294.

Среди вулканических пород океанов, так же как и на континентах, возможно выделение закономерных естественных ассоциаций. В настоящее время в океанах могут быть выделены однородные (базальтовые) и непрерывные ассоциации. Развитые контрастные (базальт-риолито-дацитовые) и однородные риолитовые ассоциации в своем типичном развитии в океанах отсутствуют.

Появление однородных ассоциаций как на континентах, так и в океанах связано с образованием мощных зон проницаемости земной коры в условиях ее растяжения.

В срединных океанических хребтах однородные ассоциации представлены океаническими толеитовыми базальтами. Наблюдаемые небольшие вариации в целом однородных по составу базальтов связаны с кристаллизационной дифференциацией, степень которой очень невелика.

Другими причинами неоднородности базальтов могут быть вариации условий выплавления магмы и латеральная неоднородность верхней мантии. Непрерывными вулканическими ассоциациями океанов являются субщелочные и щелочные ассоциации вулканических островов, подводных гор и вулканических поднятий. С некоторой долей условности к ним относятся также толеитовые ассоциации островных дуг. Появление непрерывных дифференцированных серий пород этих ассоциаций является следствием понижения проницаемости земной коры и мантии и образования замкнутых магматических очагов. Как правило, однородные вулканические ассоциации сменяются во времени непрерывными. Такая последовательность характерна и для подвижных поясов континентов. Однако временной ряд ассоциаций последних отличается значительно большим разнообразием.

ПАЛЕОНТОЛОГИЯ
МОРСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Утверждено к печати
Национальным комитетом
геологов Советского Союза

Редакторы М.С. Бараш,
А.Н. Соловьев

Редактор издательства
В.Х. Марусич

Художественный редактор
С.А. Литвак

Технический редактор
Г.В. Лазарева

Подписано к печати 26/IV -76. Т-09503
Усл.печ.л. 20,3+0,3 вкл. Уч.изд.л. 23,8
Формат 60x90 1/16. Бумага офсет. №1
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 973.
Цена 2 р. 61 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука",
103717 ГСП, Москва, К-62,
Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34,
9-я линия, 12

25.5k.

1675